

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DU GROUPE DE MAGOG ET DE LA CEINTURE DE GASPÉ,
RÉGION DES MONTS STOKE, APPALACHES DU QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
PIERRE-ETIENNE MERCIER
B.Sc.

NOVEMBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche, Alain Tremblay, pour sa disponibilité, la confiance dont il a fait preuve à mon égard et pour les conseils précieux dont j'ai bénéficié tout au long du parcours qui a mené à la rédaction du présent mémoire. Pareillement, je ne peux passer sous silence la contribution de Denis Lavoie et de Ross Stevenson qui ont pris de leur temps pour relire ce mémoire afin d'en optimiser le contenu.

La contribution financière du CRSNG et du FQRNT a permis de grandement faciliter la réalisation de ce projet.

De nombreuses personnes ont aussi contribué de près ou de loin à la réussite de ce projet. Un grand merci à Benoit Soucy-de-Jocas qui m'a accompagné tout au long des travaux. Merci également à Stéphane de Souza, Morgann Perrot et Jean-Yves Labbé pour leurs conseils lors de leur visite sur le terrain et à Jean Bernard et Jean Laforest de Exploration Fancamp Ltd. qui nous ont fait visiter une partie des propriétés de la compagnie et ont fourni des informations utiles à ce projet. Je ne veux pas oublier non plus Michelle Laithier pour avoir fait de moi un adepte de CorelDRAW, Viorel Horoi pour son soutien dans les logiciels de mise en carte et Frédéric Toupin pour sa magie en informatique.

Je veux également remercier tous les professeurs, chargés de cours, techniciens auxiliaires du département des Sciences de la Terre qui ont contribué à mon apprentissage ainsi que les étudiants qui ont croisé ma route au cours de mes années d'étude à l'Université du Québec à Montréal. Un merci également à mes collègues de bureau qui ont rendu mes journées plus ensoleillées, je pense particulièrement à « Fannie » Desrocherova.

En terminant, un remerciement tout spécial à ma famille et mes amis sans qui la réalisation de ce projet aurait été compromise. Parmi eux, la dernière, mais non la moindre, ma conjointe Marie-Claude avec qui je partage ma vie depuis plus de cinq années, et dont la compagnie fut un facteur important dans l'aboutissement de ce mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
RÉSUMÉ	x
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Contexte géologique.....	1
1.2 Problématique	5
1.3 Hypothèses de travail	5
1.4 Méthodologie	6
1.5 Structure du mémoire.....	7
CHAPITRE II	
GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	9
2.1 Roches cambro-ordoviciennes	11
2.1.1 Complexe volcanique d'Ascot	11
2.1.2 Groupe de Magog; Formation de St-Victor	12
2.2 Roches siluro-dévonienues	21
2.2.1 Formation de Lac Aylmer	21
2.2.2 Groupe de St-Francis; Formation d'Ayer's Cliff.....	25
2.3 Géologie structurale	29
2.3.1 Structures planaires	30
2.3.2 Structures linéaires	33
2.3.3 Plissements.....	33
2.3.4 Failles	34

CHAPITRE III	
LES NIVEAUX CONGLOMÉRATIQUES	39
3.1 Caractérisation pétrographique	40
3.1.1 Groupe de Magog.....	40
3.1.2. Formation de Lac Aylmer	47
3.1.3 Sommaire	51
3.2 Caractérisation lithogéochimique	53
3.2.1 Méthodologie	53
3.2.2 Géochimie des fragments de granitoïdes	54
3.2.3 Géochimie des fragments de roches volcaniques felsiques	66
CHAPITRE IV	
DISCUSSION	77
4.1 Synthèse et sommaire.....	77
4.2 Implications sur la ou les sources.....	79
4.3 Implications tectoniques et paléogéographiques.....	82
CONCLUSION.....	88
RÉFÉRENCES.....	90
APPENDICE I	
Tableaux d'analyses géochimiques.....	96
APPENDICE II	
Carte géologique de la région des monts Stoke, Cantons de l'Est, Appalaches du sud du Québec	105

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Représentation de la chaîne des Appalaches et des chaînes corrélatives des Calédonides (Groenland, nord de l'Europe) et des Mauritanides (nord-ouest de l'Afrique). Tiré de Bourque (2006).....	2
1.2 Reconstitution paléogéographique des masses continentales Laurentia, Gondwana et Baltica ainsi que des océans Iapétus et Rhéique il y a 460 Ma. Modifié de Cocks et Torviks (2006).....	2
1.3 A) Carte géologique simplifiée des Appalaches du nord (Canada et Nouvelle-Angleterre) illustrant les cinq grandes zones tectono-stratigraphiques. B) Vue rapprochée des Appalaches du sud du Québec.....	4
2.1 Log stratigraphique au niveau de la zone de contact entre les roches du Groupe de Magog et le sommet du Complexe d'Ascot	14
2.2 Brèche hydrothermale caractérisant le sommet des unités du Complexe d'Ascot dans le nord-ouest des monts Stoke	17
2.3 Vue macroscopique du chert à hématite (jaspe) se trouvant au contact avec la brèche hydrothermale. La masse et le burin servent d'échelle.....	17
2.4 Vue microscopique en lumière transmise polarisée analysée (LTPA) du chert à hématite (jaspe) se trouvant au contact avec la brèche hydrothermale.....	17
2.5 Structure nodulaire observée dans l'horizon de chert à hématite au contact avec le Complexe d'Ascot. Vue microscopique en lumière transmise polarisée non analysée (LTPNA)	17
2.6 Nodule de manganèse identifié dans une formation rubanée près de l'indice Memphrémagog, Estrie, Québec. Microscope en lumière réfléchie (LRPNA). Tiré de Trottier et al. (1991)	17
2.7 Succession de tufs felsiques, de wackes lithiques quartzo-feldspathiques parfois riches en grains de jaspe (horizons bruns rougeâtres)	18
2.8 Conglomérat de l'unité SV-1	18
2.9 Ardoise noire riche en pyrite. Unité SV-1	18
2.10 Bancs décimétriques de grès et wackes intercalés avec de fins horizons de mudstone. Unité SV-2	18

2.11	Turbidites de l'unité SV-2 du Groupe de Magog de composés d'interlits décimétriques de grès/wacke avec des siltstones/mudstones.	18
2.12	Niveau conglomératique de l'unité SV-3 avec des interlits décimétriques à sub-métriques de siltstone et de grès fins. Ces lits sont parfois arrachés formant des brèches intraformationnelles. A) Banc silto-gréseux partiellement arraché. B) Gros plan sur un fragment entièrement arraché	22
2.13	Conglomérat de l'unité SV-5 du Groupe de Magog.	22
2.14	Log schématique représentant la stratigraphie de la région des monts Stoke	22
2.15	Bloc sub-métrique dans conglomérat de l'unité LA-1 situé à la base de la Formation de Lac Aylmer	27
2.16	Séquence grésopélique de l'unité LA-1 formée d'alternances de lits décimétriques de wackes quartzofeldspathiques dolomitiques (orangés) et de siltstones (gris)	27
2.17	Dolomie cristalline de l'unité LA-2 montrant des lamines correspondant à des tapis algaires	27
2.18	Vue microscopique en LTPA des calcaires fossilifères de l'unité LA-3.....	27
2.19	Fragment décimétrique de corail dans une matrice de calcarénite fossilifère. Unité LA-3	27
2.20	Siltstones dolomitiques laminés brun-orangés et gris-verdâtres de l'unité LA-4 située au sommet de la Formation de Lac Aylmer	27
2.21	Conglomérat polygénique de l'unité LA-4b composé de fragments de roches sédimentaires arrondis à sub-arrondis	28
2.22	Conglomérat polygénique de l'unité LA-4b composé de fragments de roches ignées sub-arrondis à anguleux	28
2.23	Calcarénite impure de la Formation d'Ayer's Cliff (AY-1). Les lamines millimétriques blanches sont parallèles à la schistosité régionale.....	28
2.24	Analyse stéréographique des structures de la région des monts Stoke.....	32
2.25	Siltstone dolomitique de l'unité LA-4 montrant la schistosité régionale S_n reprise par une déformation D_{n+1}	38
2.26	Bandes de cisaillement illustrant un mouvement chevauchant vers le nord-ouest dans un siltstone noir de l'unité LA-1 situé sur la rive du petit ruisseau Big Hollow	38
2.27	Images microscopiques d'échantillons prélevés dans un corridor de déformation attribué à la faille de La Guadeloupe. A) Structure C-S (LTPNA) et B) Texture porphyroclastique asymétrique de type « σ » (LTPA) illustrant un mouvement senestre.....	38

2.28	Échantillons de siltstones dolomitiques de l'unité LA-4 provenant d'un secteur traversé par la faille de La Guadeloupe (LTPA) et illustrant l'important gradient de déformation	38
3.1	Conglomérat de l'unité SV-1	44
3.2	Fragments de chert à hématite présent dans les niveaux conglomératiques de l'unité SV-1 près du contact avec le Complexe d'Ascot.....	44
3.3	Vue microscopique d'une structure nodulaire identifiée dans des fragments de chert dans le conglomérat de l'unité SV-1 (LTPNA).....	44
3.4	Vue rapprochée de la matrice du conglomérat de l'unité SV-1 formé de quartz et séricite (LTPA)	44
3.5	Cristaux de feldspath de la taille des sables fortement altérés baignant dans une matrice à quartz-séricite. Conglomérat SV-1 (LTPA)	44
3.6	Texture sphérulitique observable dans un fragment de ponce. Conglomérat SV-1 (LTPA).....	44
3.7	Cristal de quartz présentant une texture de résorption. Conglomérat SV-1 (LTPA).....	45
3.8	Vue microscopique illustrant l'altération en épidote de la matrice du conglomérat de l'unité SV-1 (LTPA).	45
3.9	Texture micrographique dans un fragment granitique. Conglomérat SV-3 (LTPA).....	45
3.10	Texture micropertitique d'un grain de feldspath dans un fragment granitique. Conglomérat SV-3 (LTPA).....	45
3.11	Texture trachytique dans un grain lithique de roche volcanique intermédiaire. Conglomérat SV-3 (LTPA).....	45
3.12	Fragment de siltstone et grès fin dans le conglomérat de l'unité SV-3	45
3.13	Affleurement type du niveau conglomératique SV-5 au sommet de la stratigraphie du Groupe de Magog.....	49
3.14	Fragment lithique de wacke dont la composition est très semblable à la matrice qui l'entoure.	49
3.15	Brèche intraformationnelle incluse dans un niveau conglomératique de l'unité SV-5. A) Vue générale montrant de nombreux fragments sédimentaires formés par des siltstones et/ou grès fins. B) Vue rapproché de fragments sédimentaires en « slumps »	49
3.16	Brèches intraformationnelle. Conglomérat de l'unité LA-1	50
3.17	Vue microscopique (LTPA) de la matrice du conglomérat de l'unité LA-1 formé de quartz, séricite et carbonates.....	50

3.18	Cristal de quartz présentant une texture de résorption. Quartz microcristallin recristallisé dans les zones dissoutes. Conglomérat LA-1 (LTPA).....	50
3.19	Fragment subanguleux de roche volcanique intermédiaire formé de quartz et feldspaths allongés. Conglomérat LA-1 (LTPA)	50
3.20	Texture micrographique d'un grain lithique de granite dans la matrice du conglomérat de l'unité LA-1 (LTPA)	50
3.21	Texture micropéritique de cristaux de feldspath dans des grains lithiques de granite. Conglomérat LA-1 (LTPA).....	50
3.22	Disposition des échantillons de granitoïdes du Complexe d'Ascot et des conglomérats du bassin sédimentaire sur un diagramme pétrographique $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2	57
3.23	Diagramme AFM pour les granites du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	57
3.24	Diagramme des indices peralumineux et peralcalins pour les granites du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérats	57
3.25	Diagramme Rb vs Y+Nb indiquant le contexte tectonique de mise en place des granitoïdes du Complexe d'Ascot et des conglomérats du bassin sédimentaire	59
3.26	Diagramme Th/Ta vs Ta/Yb indiquant le contexte tectonique de mise en place des granitoïdes du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérats	59
3.27	Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat	61
3.28	Diagramme arachnide multi-élémentaire normalisé au manteau primitif pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat.....	61
3.29	Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat. Les lignes tirées correspondent à l'enveloppe des données des échantillons de granites prélevés dans l'intrusif du domaine de Stoke (Tremblay et al., 1994).....	63
3.30	Disposition des résultats sur un diagramme La/Yb vs La pour les granitoïdes provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	63
3.31	Disposition des résultats sur un diagramme Ta/Tb vs Ta pour les granitoïdes provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	65
3.32	Comparaison d'élément en traces en fonction de l'indice de différenciation (D.I.). A) Strontium (Sr) et B) Rubidium (Rb)	65
3.33	Disposition des échantillons de roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat sur un diagramme pétrographique SiO_2 vs Zr/TiO_2 pour les roches extrusives	68

3.34	Diagramme AFM pour les roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	68
3.35	Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat.....	70
3.36	Diagramme arachnide multi-élémentaire normalisé au manteau primitif pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat.....	70
3.37	Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat. Les lignes tiretées de chaque diagramme correspondent à l'enveloppe des données des échantillons de volcanites felsiques prélevés par Tremblay (1989) et Bardoux (1993) pour chaque domaine volcanique du Complexe d'Ascot A) Domaine d'Eustis; B) Domaine de Sherbrooke; C) Domaine de Stoke.....	71
3.38	Disposition des résultats sur un diagramme La/Yb vs La pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	74
3.39	Disposition des résultats sur un diagramme Ta/Tb vs Ta pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	74
3.40	Disposition des résultats sur un diagramme Th/Yb vs Ta/Yb pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.....	75
4.1	Coupes géologiques schématiques A-A' et B-B' recoupant l'ensemble du territoire cartographié.....	87

RÉSUMÉ

Dans les Appalaches canadiennes, les zones de Humber et de Dunnage représentent les restes de la marge continentale laurentienne ainsi que des roches de domaine océanique qui sont entrés en collision à l'Ordovicien au cours de l'orogénie Taconique. Dans le sud du Québec, la zone de Dunnage consiste en une succession, du nord-ouest vers le sud-est, de copeaux ophiolitiques, du mélange de St-Daniel, des séquences avant-arc du Groupe de Magog et de l'arc volcanique qui compose le Complexe d'Ascot.

Dans les monts Stoke, le Groupe de Magog repose sur les unités ignées formant le Complexe d'Ascot. Il est essentiellement constitué de son unité supérieure, la Formation de St-Victor, qui consiste en une succession de grès fins à grossiers et de mudstones localement intercalée avec des tufs remaniés et des wackes feldspathiques. On y distingue trois horizons de conglomérats polygéniques supportés par la matrice. Le conglomérat de base contient essentiellement des fragments de roches volcaniques felsiques, avec accessoirement des blocs et cailloux de cherts hématisés et des granitoïdes. Le niveau conglomératique médian est plutôt constitué de fragments de roches plutoniques felsiques (granite à granodiorite) dans une matrice riche en séricite et est associé avec des bancs de grès/wackes turbiditiques riches en feldspath. Le niveau de conglomérat supérieur est de composition similaire au précédent, mais possède une matrice plus verdâtre, riche en chlorite, et se situe stratigraphiquement au-dessus d'une séquence finement laminée de siltstone-mudstone.

Le contact entre le groupe de Magog et le Complexe d'Ascot, antérieurement décrit comme une faille majeure, a été observé sur le terrain et est plutôt interprété comme une discordance érosive. Le Complexe d'Ascot consiste en une séquence volcanique bimodale mafique à felsique recoupée par un massif granitique syn-volcanique. Le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog sont recouverts en discordance par une séquence transgressive du Silurien

Supérieur, la Formation de Lac Aylmer, qui consiste en une évolution d'unités conglomératiques à grés-pélitiques sub-aériennes à sub-aquatique suivi de dolomies de zone intertidale, puis de calcaires de plate-forme et finalement de siltstones dolomitiques d'environnement plus profond. La base de cette formation est caractérisée par un conglomérat localement très riche en blocs granitiques et de volcanites felsiques, avec une matrice de wacke quartzo-feldspathique dolomitique.

Au sud-est, le Complexe d'Ascot est bordé par la faille de La Guadeloupe, une structure acadienne majeure transportant les unités siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé vers le nord-ouest, sur les unités de l'Ascot. Un nouveau tracé en surface de la faille fut suggéré en se basant sur les travaux effectués antérieurement ainsi que sur des observations de terrain supplémentaires effectuées au cours des étés 2010 et 2011.

L'étude pétrographique de la matrice et celle géochimique des blocs et cailloux volcaniques et plutoniques provenant de quatre des cinq niveaux de conglomérat identifiés dans la stratigraphie du secteur a permis d'établir que la source la plus probable du matériel sédimentaire formant les conglomérats est l'érosion des roches du Domaine de Stoke, lui-même faisant partie intégrante du Complexe d'Ascot.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Ce mémoire correspond au rapport final relatant les travaux réalisés dans le cadre de l'obtention d'une maîtrise en Sciences de la Terre effectuée à l'Université du Québec à Montréal (UQAM), sous la supervision du professeur Alain Tremblay du département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère. Le projet fut effectué en partenariat avec un autre étudiant à la maîtrise de l'UQAM, Benoit Soucy-de Jocas. Le but principal des travaux effectués dans le cadre du projet de maîtrise consistait à revisiter la tecto-stratigraphie des unités sédimentaires présentes dans la région des monts Stoke. Le mémoire présente des résultats et interprétations basés sur des observations de terrains effectués au cours des étés 2010 et 2011, ainsi que des observations microscopiques et analyses géochimiques sur une série d'échantillons recueillis sur le terrain.

1.1 Contexte géologique

La chaîne des Appalaches représente un cordon orogénique qui sillonne l'est de l'Amérique du Nord sur plus de 2500 kilomètres entre Terre-Neuve au Canada et l'Alabama/Arkansas dans le sud des États-Unis et peut être corrélée avec la chaîne des Calédonides qui passe par le Groenland et le nord-est de l'Europe (figure 1.1; De Souza, 2012). Cet orogène appalachien tire son origine de la fermeture de l'océan Iapetus, qui amorça son ouverture au Néoprotérozoïque et se referma au Silurien supérieur, et de celle de l'océan Rhéique entre l'Ordovicien Inférieur et le Carbonifère Moyen, lors de l'accrétion épisodique de différentes masses continentales qui culmina avec la formation de la Pangée au Permien (figure 1.2; Cocks et Torsvik, 2006).

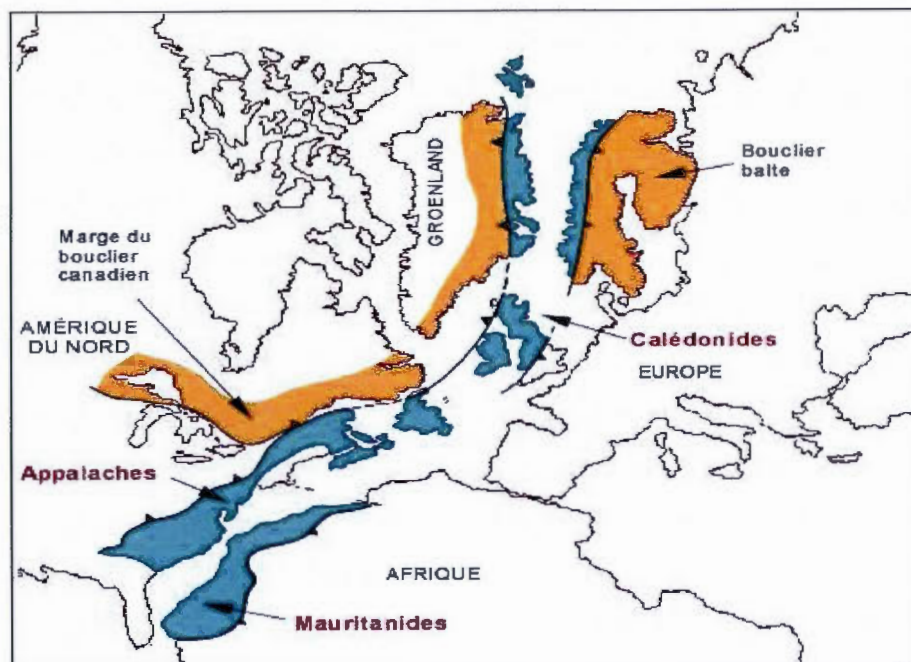


Figure 1.1 : Représentation de la chaîne des Appalaches et des chaînes corrélatives des Calédonides (Groenland, nord de l'Europe) et des Mauritanides (nord-ouest de l'Afrique). Tiré de Bourque (2006).

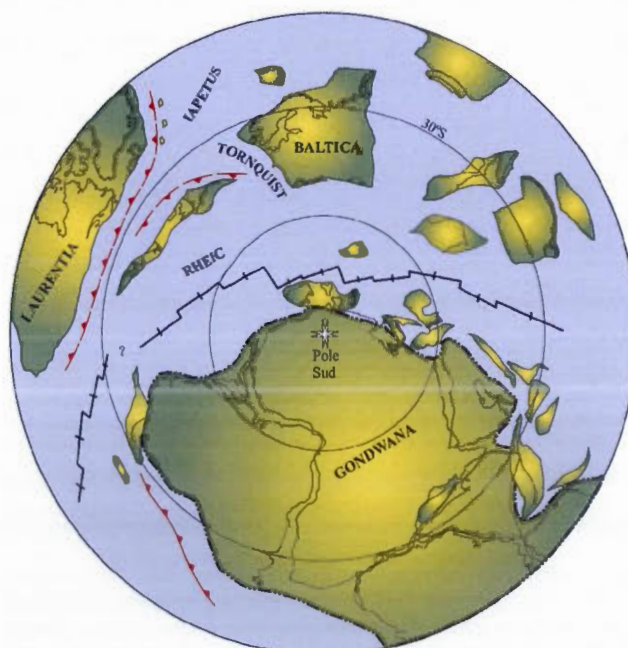


Figure 1.2 : Reconstitution paléogéographique des masses continentales Laurentia, Gondwana et Baltica ainsi que des océans Iapétus et Rhéique il y a 460 Ma. Les zones de rides océaniques et de subductions supposées sont également indiquées. Modifié de Cocks et Torviks (2006)

Les roches cambro-ordoviciennes des Appalaches canadiennes sont divisées en cinq grandes zones tectono-stratigraphiques qui sont, d'ouest en est, les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma (figure 1.3 A; Williams, 1979). La zone de Humber correspond à des unités de marge continentale de Laurentia. Il s'agit principalement de formations sédimentaires dont la base repose en discordance sur le socle cristallin grenvillien. Au Québec, la zone de Humber est circonscrite par la ligne de Logan au nord-ouest et la ligne Brompton-Baie-Verte (BBL; Williams & St-Julien, 1982) au sud-est. La zone de Dunnage représente les vestiges des roches océaniques associées à Iapetus. Elle inclut des séquences d'arc volcaniques, des séries ophiolitiques plus ou moins bien préservées ainsi que divers types de mélanges et roches sédimentaires d'avant-arc qui se sont mis en place en bordure de Laurentia (sous-zone de Notre-Dame) ou de Gondwana (sous-zone d'Exploits; De Souza, 2012). Dans le sud du Québec, la limite sud-est de la zone de Dunnage est soulignée par la faille de La Guadeloupe (St-Julien et al., 1983; Tremblay et al., 2012). La zone de Gander correspond à des unités ayant enregistré la construction ainsi que la destruction d'une marge continentale de type Andin sur la bordure orientale de l'océan Iapétus (Williams, 1979). La zone d'Avalon représente les vestiges d'unités de roches volcaniques et sédimentaires néo-protérozoïques provenant soit d'un épisode de rifting qui a mené à la formation de Iapétus ou encore d'un épisode de subduction ayant précédé Iapétus (Williams, 1979). Finalement, la zone de Méguma représente les vestiges d'un microcontinent, ou plus probablement une écaille du continent Gondwana qui serait restée attachée à Laurentia lors de l'ouverture de l'océan Atlantique (Van Staal et al., 1998). C'est au cours de quatre épisodes orogéniques successifs que se sont érigées les Appalaches, soit les orogénèses Taconienne (Ordovicien Moyen à Supérieur), Salinienne (Silurien Moyen), Acadienne (Silurien Supérieur-Dévonien Moyen) et Alléghanienne (Carbonifère Supérieur à Permien Inférieur) (Tremblay et Pinet, 1994; Condie et Sloan, 1998).

Dans les Appalaches du sud du Québec, on retrouve trois assemblages lithotectoniques distincts, soit les zones de Humber, de Dunnage et le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley (figure 1.3 B), cette dernière étant constituée de roches siluro-dévonniennes reposant en discordance ou en contact faillé avec les unités de la zone de Dunnage (Bourque et al., 2000; Tremblay, 2012). La sous-zone d'Exploits ainsi que les zones

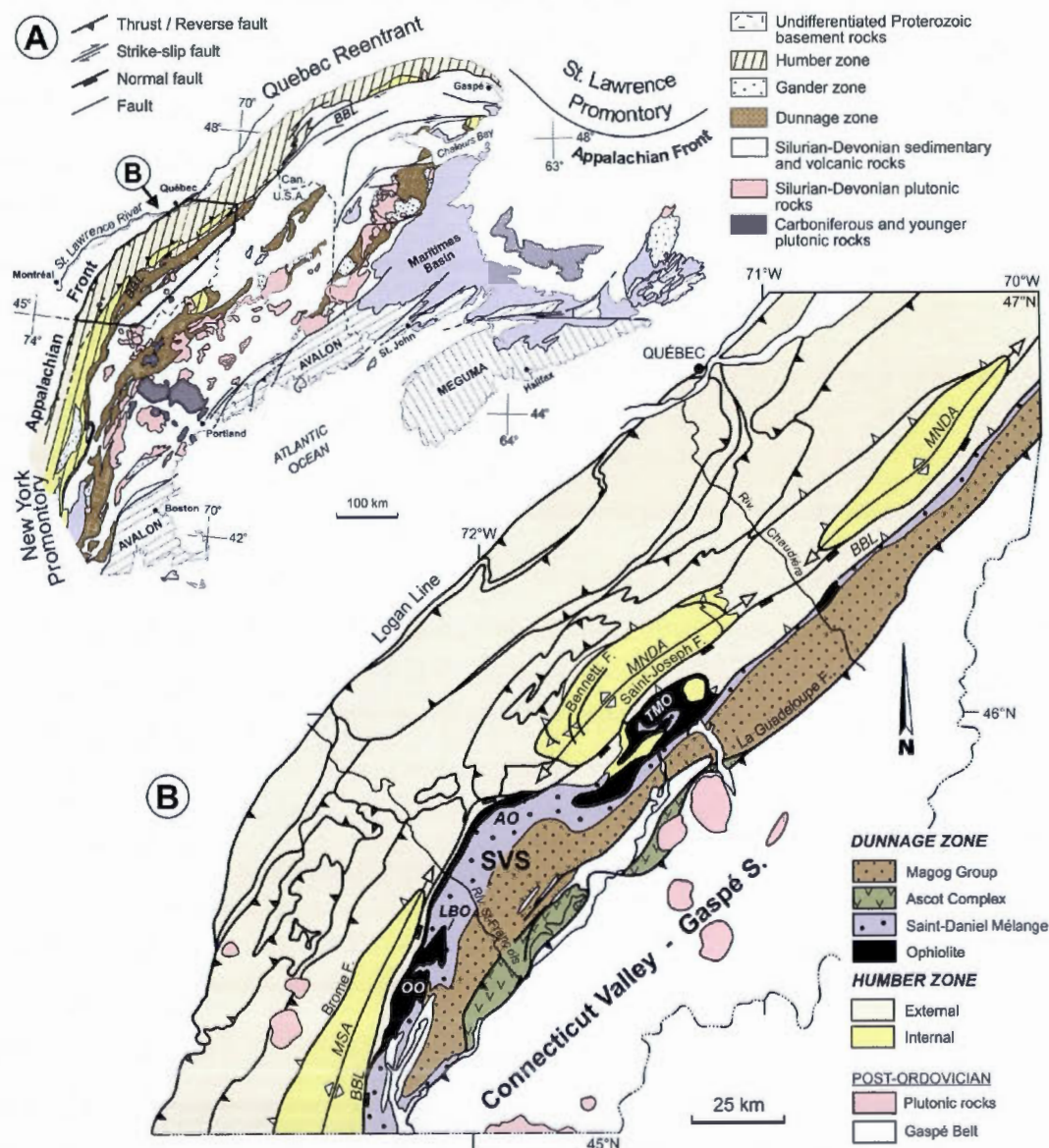


Figure 1.3 : A) Carte géologique simplifiée des Appalaches du nord (Canada et Nouvelle-Angleterre) illustrant les cinq grandes zones tectono-stratigraphiques. Modifié de Tremblay et Pinet (2005). B) Vue rapprochée des Appalaches du sud du Québec. Modifié de Tremblay et Castonguay (2002). BLL – Ligne Brompton-Baie-Verte; LBO – Ophiolite du Lac-Brompton; OO – Ophiolite du Mont-Orford; TMO – Ophiolite de Thetford-Mines; AO – Ophiolite d’Asbestos; SVS – Synclinorium de St-Victor; MSA – Anticlinorium des monts Sutton; MNDA – Anticlinorium des monts Notre-Dame.

de Gander, Avalon et Meguma ne sont présentes qu'ailleurs sur le continent, principalement au nord-est des États-Unis ainsi que dans les provinces maritimes canadiennes (Van Staal et al., 1998). De plus, les roches des Appalaches du Québec n'ont enregistré que les épisodes de déformation/métamorphisme taconien, salinien et acadien (Tremblay et Pinet, 1994; De Souza, 2012), l'Alléghanien étant limité aux Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et du sud des États-Unis.

1.2 Problématique

Dans le cadre de cette maîtrise, des travaux de cartographie ont été réalisés dans le secteur des monts Stoke. Le produit principal des travaux effectués a été l'élaboration d'une carte géologique de cette région grâce à la compilation de données antérieures ainsi qu'à la re-cartographie de secteurs-clés. Deux problématiques spécifiques ont orienté les travaux de cartographie, (1) mieux définir le tracé de la faille de La Guadeloupe dans la région située au NE des monts Stoke, et (2) étudier les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de différents horizons de conglomérat au sein du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer afin d'en retracer la (les) source(s) les plus probables des cailloux et blocs constituant la fraction grossière de ces unités. Tremblay et al. (1994) ont effectué des études semblables dans une unité conglomératique appartenant au Magog dans la région de Sherbrooke. Sur les cinq (5) conglomérats présents dans la stratigraphie du bassin avant-arc, quatre (4) ont fait l'objet de l'étude de traçage de source. Nous tenterons aussi de définir s'il est possible de discriminer les niveaux de conglomérat entre eux en se servant des différences géochimiques des fragments qu'ils contiennent.

1.3 Hypothèses de travail

En ce qui a trait à la position de la faille de La Guadeloupe, la compilation des travaux antérieurs dans la région peut apporter certaines pistes de solution. De Römer (1985) a interprété les monts Stokes comme formant un klippe, et donc que la faille de La Guadeloupe serait une faille de chevauchement des roches volcano-plutoniques du Complexe

d'Ascot sur les formations sédimentaires des groupes de Magog et de St-Francis. Dans leur compilation géologique des Appalaches du sud du Québec, Slivitzky et St-Julien (1987) suggèrent que la faille de La Guadeloupe serait affectée par un plissement orienté NE-SW au NE des monts Stoke. Tout comme de Römer (1985), ils présentent le Complexe d'Ascot comme un klippe et la faille de La Guadeloupe comme une faille de chevauchement à pendage vers le NW. Bardoux (1993) fait légèrement plisser le tracé de la faille de La Guadeloupe dans les environs du lac Miroir près de la municipalité de Dudswell. Ce dernier présente, pour sa part, la faille de la Guadeloupe comme un chevauchement des unités de la Ceinture de Gaspé sur les unités magmatiques du Complexe d'Ascot. Enfin, Tremblay et al. (2012) font plutôt passer la faille sur une trajectoire presque droite pour ensuite rejoindre la limite ouest du Complexe d'Ascot dans la région de Weedon. Nous tenterons de privilégier l'une de ces hypothèses présentées suite à l'analyse des données structurales et des observations de terrain effectuées.

En ce qui concerne la(les) source(s) des fragments de roches dans les conglomérats du Magog et du Lac Aylmer, Tremblay et al. (1994) proposent que la source probable de ces fragments soit le Complexe d'Ascot. Étant donné les similitudes pétrographiques entre les fragments des conglomérats et les roches ignées de l'Ascot, cette hypothèse nous semble évidemment la plus plausible, mais nous tenterons également de déterminer s'il est possible de discriminer les différents domaines appartenant au Complexe d'Ascot, en se servant des analyses lithogéochimiques, pour déterminer plus précisément la source des clastes dans les conglomérats.

1.4 Méthodologie

Une première campagne de cartographie géologique a été effectuée au cours de l'été 2010, soit du 7 juin au 20 août 2010. Les travaux de cette première année ont également permis de cibler les sites et endroits problématiques sur lesquels nous devons nous pencher au cours du second été de terrain qui s'est échelonné sur une période de 1 mois en juillet-août 2011. Le but premier de ces travaux de terrain a été de réaliser une carte géologique de la

partie nord-est des monts Stoke (appendice II), une carte géologique qui permettrait de réexaminer la stratigraphie et les structures régionales.

La région étudiée correspond à la partie sud-ouest du feuillet SNRC 21E12 à l'échelle de 1:50,000. Elle est comprise entre les municipalités de St-Camille au nord, East Angus au sud, Windsor à l'ouest et Bishopton à l'est. Il s'agit d'un territoire de plus de 400 km², dont la portion sud-est traversée par une crête montagneuse, les monts Stokes, dont le point culminant est le mont Chapman atteignant 657 mètres d'altitude. La région est irriguée par un réseau hydrographique bien développé comptant plusieurs lacs et ruisseaux de tailles variables, comprenant un cours d'eau majeur, la rivière St-François. Comme ce territoire est situé en région habitée, l'accès aux affleurements est généralement aisé. Trois routes provinciales fournissent un bon accès à tout le secteur étudié; la route 216 au nord-ouest des monts Stoke, la route 112 au sud-est des monts Stoke et de la route 255 qui relie les deux précédentes au nord-est des monts Stoke. De plus, les monts Stoke sont sillonnés de routes de gravier praticables en véhicule utilitaire sport, et entretenus par la compagnie forestière Domtar qui nous a gracieusement accordé l'accès.

1.5 Structure du mémoire

Le chapitre II de ce mémoire présente une description de la géologie régionale du secteur étudié, une description stratigraphique et pétrographique détaillée des principales unités lithologiques et des structures qui les caractérisent. Il est également discuté de la problématique entourant le tracé ainsi que la cinématique de la faille de La Guadeloupe, une des principales structures de la région d'étude. Le chapitre III se concentre sur l'étude détaillée des différents niveaux de conglomérat du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer. Dans un premier temps, on y détaille les caractéristiques pétrographiques de ces conglomérats, plus spécifiquement, la composition et la proportion de matrice, ainsi que le contenu et la nature de la fraction grossière des conglomérats. Enfin, la caractérisation et la comparaison géochimique des différents types de fragments lithiques (volcaniques et plutoniques) sont présentées et discutées dans la deuxième portion du chapitre III. La

comparaison de ces résultats d'analyse avec la composition des roches volcano-plutoniques du Complexe d'Ascot permet de discuter l'hypothèse selon laquelle l'érosion de ce massif volcanique représente une source viable pour les horizons conglomératiques du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Dans la région des monts Stoke, les différentes unités litho-stratigraphiques appartiennent à la zone de Dunnage et à la Ceinture de Gaspé. Dans la zone de Dunnage, on retrouve un éventail important de composantes géologiques caractéristiques d'un environnement océanique et d'un contexte de fermeture océanique. Du nord-ouest vers le sud-est, nous retrouvons les complexes ophiolitiques du Lac-Brompton, du Mont-Orford, de Thetford-Mines et d'Asbestos, sur lesquels repose en discordance le Mélange de St-Daniel, lui-même recouvert de façon discordante par les unités de bassin avant-arc constituant le Groupe de Magog. Au niveau de sa limite sud-est, le Groupe de Magog repose également en discordance sur le Complexe d'Ascot, un assemblage volcanique bimodal daté à environ 460 ± 3 Ma (David et Marquis, 1994). La zone de Dunnage est délimitée, au sud-est, par la faille de La Guadeloupe, une structure orientée nord-est sud-ouest avec mouvement chevauchant vers le nord-ouest. À l'est de la faille de La Guadeloupe se trouve la Ceinture de Gaspé formée de roches provenant d'un bassin sédimentaire siluro-dévonien qui s'étend de la vallée de la rivière Connecticut au sud, jusqu'à la péninsule gaspésienne au nord (Bourque et al., 2000).

La région étudiée se trouve dans le secteur des monts Stoke, dont le socle rocheux est constitué des vestiges de l'un des arcs insulaires qui se sont formés au sein de l'océan Iapétus lors de sa fermeture et qui est venu s'accréter sur la marge continentale laurentienne au cours des différentes phases de la formation des Appalaches. Les unités volcaniques du Complexe d'Ascot ont été datées avec la méthode U-Pb sur zircon par David et Marquis (1994) dans la

région de Sherbrooke et ont livré des âges de $441 \pm 7/-12$ et 460 ± 3 Ma, alors que le pluton granitique synvolcanique recoupant certaines de ces roches est quant à lui daté à environ 462 ± 2 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Tremblay et al., 2000). Le Complexe d'Ascot est recouvert par les roches du bassin avant-arc représenté par le Groupe de Magog. Dans la région des monts Stoke, des unités sédimentaires siluro-dévonienne appartenant à la Formation de Lac Aylmer reposent en discordance sur les roches ordoviciennes. De Römer (1985) interprète le Complexe d'Ascot comme un «klippe» tectonique et indique la présence de failles de chevauchement de part et d'autre du Domaine de Stoke. Ses travaux suggèrent qu'il existe une faille de chevauchement orientée nord-est sud-ouest le long de laquelle le Complexe d'Ascot aurait été transporté sur le Groupe de Magog. Sur le versant sud-est des monts Stoke, De Römer (1985) interprète la faille de La Guadeloupe comme un chevauchement à pendage nord-ouest. La cinématique de la faille de La Guadeloupe a subséquemment fait l'objet de travaux par Tremblay et al. (1989a) et a également été étudiée au cours de la présente étude. Les observations macroscopiques et microscopiques démontrent clairement que cette faille correspond effectivement à une faille de chevauchement. Par contre, elle est plutôt caractérisée par un charriage des unités de la Ceinture de Gaspé vers le nord-ouest sur les unités du Complexe d'Ascot plutôt que l'inverse. De plus, nos travaux tendent aussi à démontrer que le contact nord-ouest du Complexe d'Ascot avec le Groupe de Magog n'est pas faillé, mais marqué par une discordance, invalidant ainsi l'hypothèse du «klippe» tectonique proposée par de Römer (1985) pour expliquer le contexte structural du Complexe d'Ascot.

Le métamorphisme et la déformation enregistrés par les unités de la zone de Dunnage et de la Ceinture de Gaspé sont attribués à l'orogénie acadienne (Tremblay et al., 2012). Dans la région de Sherbrooke, le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts alors que vers le nord-est, dans la région de la Beauce, ce métamorphisme ne dépasse pas le faciès prehnite-pumpellyite (Tremblay et al., 2012). Tremblay et al. (2000) ont obtenu des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas (muscovite et biotite) pour le métamorphisme régional variant de 375 à 380 Ma sur des roches volcaniques et granitiques appartenant au Complexe d'Ascot. La préservation de certains spectres d'âge ordovicien indique cependant que le métamorphisme

acadien a été de faible grade, ne dépassant pas de beaucoup la température de rétention de la muscovite dans certains cas.

Afin d'acquérir une meilleure compréhension de la stratigraphie régionale de la région des monts Stoke, la description des différentes unités se fera à partir de la base stratigraphique vers le sommet de la séquence. Il sera question, dans le chapitre qui suit, de la description pétrographique des différents types de roches observés dans le cadre des travaux de cartographie géologique ayant été réalisés au cours des étés 2010 et 2011. Une attention particulière sera portée aux caractéristiques pétrographiques des différents horizons conglomératiques identifiés au sein du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer, qui fait l'objet de la première partie du chapitre 2. Les codes lithologiques attribués aux différentes unités décrites dans la section suivante correspondent à ceux indiqués sur la carte géologique accompagnant ce mémoire (annexe II). En ce qui concerne les descriptions des unités appartenant au Complexe d'Ascot, elles ne seront que succinctes dans la section qui suit, car le mandat qui me fut attribué dans le cadre de la maîtrise était de documenter les unités sédimentaires recouvrant le complexe igné.

2.1 Roches cambro-ordoviciennes

2.1.1 Complexe volcanique d'Ascot

Dans le secteur des monts Stoke, la base de la stratigraphie est formée des unités du Complexe d'Ascot, plus précisément des roches du Domaine de Stoke (Cousineau et St-Julien, 1994; Bardoux, 1993). Le Complexe d'Ascot est interprété comme représentant un arc volcanique ordovicien essentiellement constitué d'une alternance de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques et mafiques, les roches de composition intermédiaire étant absentes dans les monts Stoke. Des analyses lithogéochimiques des unités magmatiques du Domaine de Stoke ont démontré un enrichissement en éléments incompatibles et en terres rares légères (Tremblay, 1989), probablement causé par une contamination de la chambre magmatique de l'arc volcanique par du matériel crustal continental. Les roches volcaniques sont recoupées par une intrusion granophirique syn-volcanique (Tremblay et al., 2000). Le contact entre les unités volcaniques et le granophyre est souvent marqué par la présence

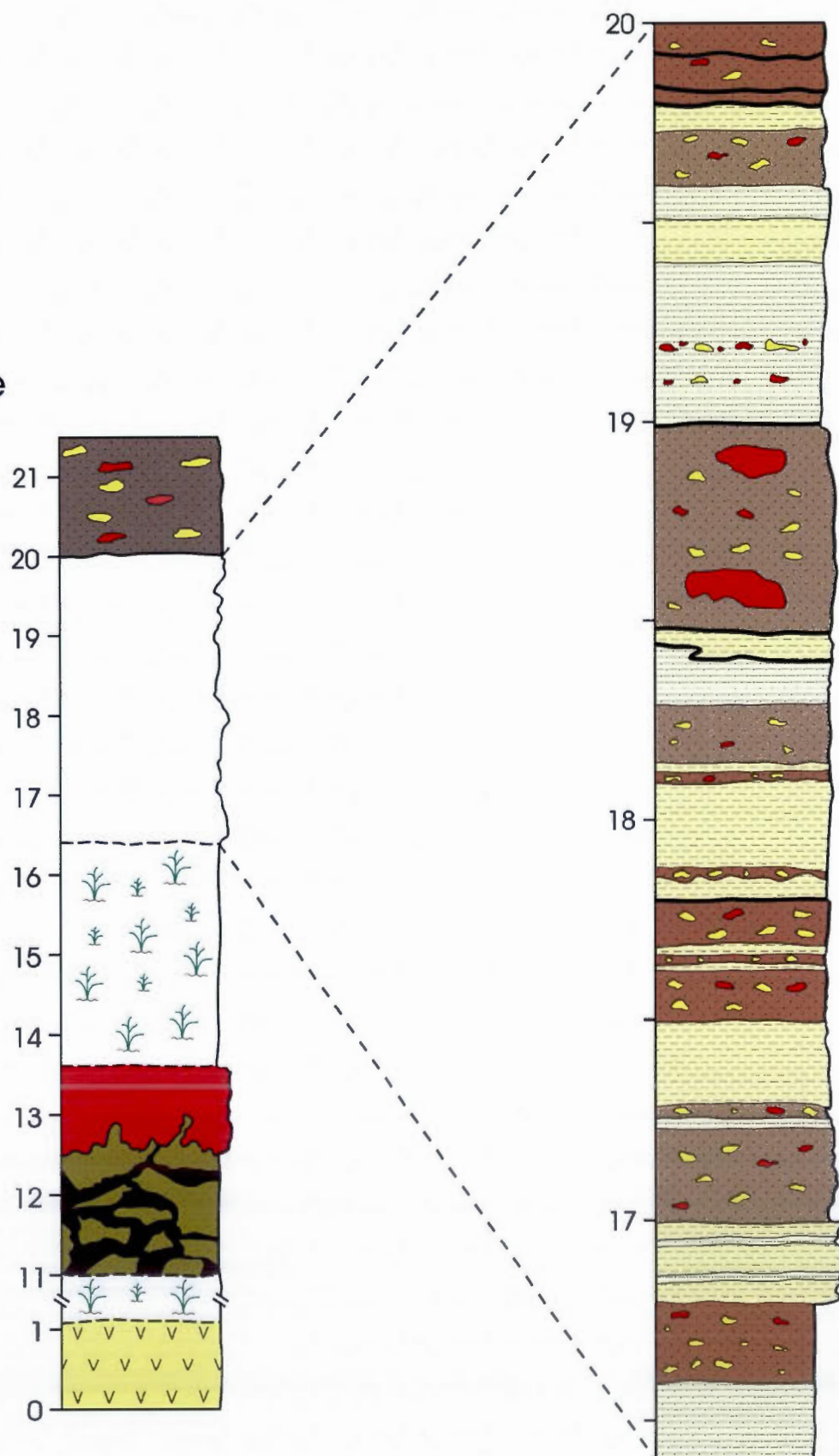
d'une brèche magmatique à fragments anguleux de roches volcaniques avec une matrice grenue granodioritique à dioritique. Comme mentionné précédemment, la description détaillée des différentes lithologies du Complexe d'Ascot et de leurs relations ne fait pas partie du présent mandat et ne sera donc pas approfondie dans ce mémoire.

2.1.2 Groupe de Magog; Formation de St-Victor

En Estrie-Beauce, le Complexe d'Ascot est surmonté par le Groupe de Magog, un bassin sédimentaire avant-arc d'âge Ordovicien Moyen à Supérieur constitué principalement de roches sédimentaires terrigènes (conglomérat, grès, pélites) ainsi qu'une faible proportion de roches volcanoclastiques felsiques. Le Groupe de Magog a une épaisseur réelle d'environ 10 kilomètres et est divisé en quatre formations distinctes qui sont, de la base au sommet, les formations de Frontière, d'Etchemin, de Beauceville et de St-Victor (Cousineau et St-Julien, 1994). Dans les monts Stoke, nous avons attribué l'ensemble des unités appartenant au Groupe de Magog à son unité supérieure, la Formation de St-Victor, dont l'épaisseur estimée est d'environ 7 km (Cousineau et St-Julien, 1994). Basé sur l'observation de graptolites appartenant à la zone *D. multident* (Riva 1974, Cousineau et St-Julien, 1994), la Formation de St-Victor est attribuée au Caradocien (ou Katien (455 à 446 Ma) selon l'échelle géologique de la *Geological Society of America* compilée par Walker et Gneissman, 2009). D'autre part, des données préliminaires de datations U-Pb exécutées sur des zircons détritiques dans les unités sommitales du Groupe de Magog dans la région de Sherbrooke ont été effectuées par De Souza (2012) et ont donné des plateaux d'âge à 424 ± 6 Ma. Ces nouvelles données indiqueraient que la mise en place de la Formation de St-Victor pourrait s'être prolongée au moins jusqu'au cours du Silurien Inférieur. Sur l'ensemble du territoire cartographié, les contacts entre les différentes unités de la Formation de St-Victor sont dépositionnels et concordants, avec localement des évidences de contacts érosifs à la base de certaines unités, notamment pour les horizons conglomératiques décrits ci-dessous. Nous avons pris la décision de subdiviser la Formation de Saint-Victor en quatre (4) unités distinctes basées sur leurs caractéristiques pétrographiques et leurs positions stratigraphiques.

Unité SV-1 : Dans les monts Stoke, le contact entre le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog a été interprété comme un chevauchement à vergence nord-ouest par de Römer (1985). La campagne de terrain de l'été 2010 a cependant permis d'observer ce contact, sur le flanc nord-ouest des monts Stoke, et suggère qu'il s'agit plutôt d'un contact stratigraphique associé à une discordance d'érosion (figure 2.1), mais rien ne permet, toutefois, de confirmer la présence d'une discordance angulaire. Sur cet affleurement, le sommet des unités volcaniques du Complexe d'Ascot est marqué par une brèche hydrothermale constituée de fragments anguleux centimétriques à décimétriques de rhyolite et/ou tuf rhyolitique à cristaux baignant dans une matrice riche en oxydes de fer et fortement chloritisée (figure 2.2 A et B). Directement au-dessus de cette brèche se retrouve un banc de chert à hématite (jaspe) d'au moins 60 centimètres d'épaisseur (figure 2.3) également attribué au Complexe d'Ascot. Il n'a pas été possible de déterminer avec certitude l'étendue latérale de cet horizon, mais des bancs cherteux semblables ont été observés en d'autres endroits au contact entre le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot et également au sein même des unités de l'Ascot. Au microscope, le chert est formé de grains de quartz recristallisés (contacts à 120°) très souvent auréolé d'hématite spéculaire microcristalline qui lui confère une couleur rouge vive caractéristique (figure 2.4). L'observation microscopique permet aussi de reconnaître de petites structures nodulaires montrant des évidences d'accrétion concentrique de minéraux opaques (figure 2.5), dont la structure d'ensemble rappelle celle des nodules de manganèse à pyrolusite observés dans un horizon de chert décrit près de l'indice minéralisé de Memphrémagog au SSE de Magog (figure 2.6; Trottier et al., 1991). Cette texture concentrique est typique des nodules à manganèse se formant actuellement sur les fonds marins du Pacifique (Trottier et al., 1991). La lithogéochimie effectuée sur cet horizon de chert ainsi que sur certains fragments de jaspe observés dans un horizon conglomératique de la Formation de St-Victor (appendice I, tableau 3), révèle que l'un des échantillons possède des valeurs anormales en manganèse, ce qui pourrait également confirmer l'hypothèse selon laquelle il pourrait s'agir de nodules à hématite et/ou pyrolusite (oxyde de manganèse). Tremblay (1992a) décrit également la présence d'un horizon de siltstone riche en manganèse à textures nodulaires près du contact entre les phyllades et les roches volcaniques du Complexe d'Ascot dans la région de Sherbrooke. Sur l'affleurement des monts Stoke, l'horizon de jaspilite est stratigraphiquement surmonté par les unités

Distance
(en m)



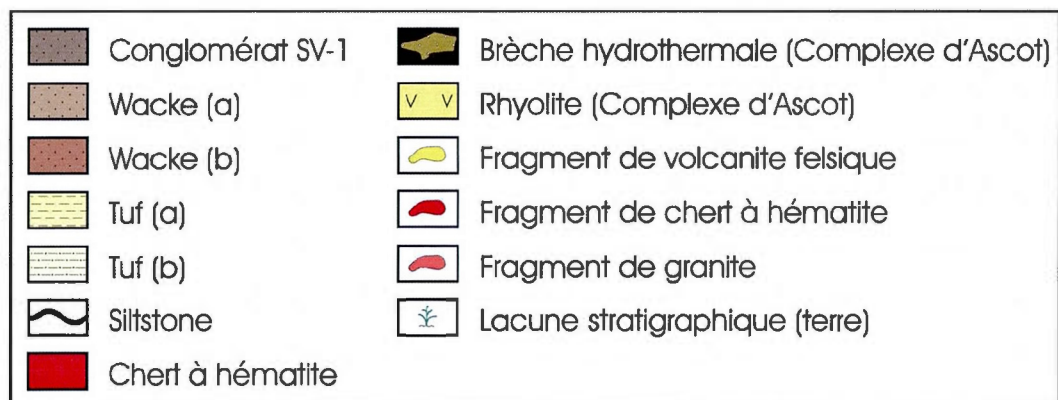


Figure 2.1 : Log stratigraphique au niveau de la zone de contact entre les roches du Groupe de Magog et le sommet du Complexe d'Ascot. **Wacke (a)** : Wacke lithique quartzo-feldspathique avec fragments millimétriques à décimétriques de roches volcaniques felsiques et de chert. **Wacke (b)** : Wacke semblable à celui en (a), mais très riche en grains lithiques de chert qui lui confèrent une teinte brun-rougeâtre. **Tuf (a)** : Tuf felsique beige aphanitique avec localement des cristaux millimétriques de quartz. **Tuf (b)** : Wacke feldspathique fin composé de matériel volcanique remanié; il contient parfois des fragments de roches volcaniques felsiques et de chert de taille variable. **Siltstone** : Horizons centimétriques de siltstone brunâtre.

formant la base du Groupe de Magog, une succession de tufs felsiques aphanitiques, siltstones laminés brun-rougeâtres et de wackes lithiques à conglomératiques formant des lits de 5 à 30 centimètres (figure 2.1 et 2.7). Les siltstones brunâtres ne contiennent ici aucune structure nodulaire ou valeur anormale en manganèses contrairement à ceux décrits par Tremblay (1992a). Toutes les lithologies observées au niveau de la zone de contact sont attribuées à la base de la Formation de St-Victor (SV-1) dans cette région. Nous y avons aussi identifié un horizon plus ou moins continu de conglomérat (figure 2.8) affleurant généralement directement au contact avec les unités volcaniques et granitiques du Complexe d'Ascot, représentant environs 15-20% de la proportion des roches de l'unité SV-1 et constituant un niveau-repère dans la stratigraphie du Groupe de Magog. Les horizons de conglomérat à blocs sont supportés par la matrice et possèdent une épaisseur variable, de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres. Bien que nous n'ayons pas été en mesure de l'observer directement sur le terrain, nous supposons que ces variations d'épaisseur sont attribuables à des phénomènes de chenalisation sous-marine. Le contenu fragmentaire est dominé par des roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques, mais on y retrouve aussi des granitoïdes et du chert plus ou moins hématisé. Des grès ou wackes lithiques grossiers,

s'apparentant à la matrice du conglomérat, sont en étroite association avec ces conglomérats. Ils sont composés principalement de quartz et de feldspath avec une matrice parfois fortement séricitisée. Ces séquences de grès à wacke constituent près de 75-80% de l'unité SV-1. Des horizons d'ardoises « mudslates » noires très riches en matière organique contenant de fins lits stratiformes de pyrite, sub-automorphe à automorphe, mesurant de quelques millimètres jusqu'à 1 à 2 centimètres d'épaisseur forment les derniers 5% des roches présentes au sein de l'unité SV-1. La pyrite se retrouve également transposée dans la schistosité, en fines veinules de moins de 3 millimètres d'épaisseur (figure 2.9).

Cette unité SV-1 correspond plus ou moins à l'unité 4c de Römer (1985) qui, selon ce dernier, constitue un complexe indifférencié de roches sédimentaires et volcanosédimentaires appartenant à la Formation de Lac Lambton, d'âge siluro-dévonien. Dans la région de Sherbrooke, Tremblay (1992a) décrit ce même type d'assemblages lithologiques qu'il interprète comme des dépôts de type « coulées de débris volcaniques », probablement formés dans un environnement d'arc volcanique, et qu'il inclut dans le Groupe de Magog.

Unité SV-2 : Cette unité est un assemblage grésopélitique marqué par une alternance de wackes ou de grès quartzofeldspathiques gris à gris-verdâtres avec des lits de mudstone gris foncés. Les lits de grès sont très épais à la base et atteignent plus d'un (1) mètre d'épaisseur alors que les lits de mudstone font tout au plus quelques centimètres (figure 2.10). Plus on monte dans la stratigraphie, plus les lits de grès s'amincissent et cèdent la place à des lits de mudstone de plus en plus abondants, jusqu'à devenir en proportion égale à celle des grès. À ce stade, les grès et mudstones possèdent une épaisseur moyenne de 10 à 30 centimètres (figure 2.11 A et B). Au microscope, les grès/wacke sont constitués de quartz, feldspath et de petits fragments lithiques millimétriques de roches volcaniques à texture microporphyrrique ou sphérulitique et de roches intrusives à texture graphique. Les lithologies comprises dans l'unité SV-2 forme le sous-sol d'environ 10-15% du territoire cartographié et près de 30% des unités du Groupe de Magog.

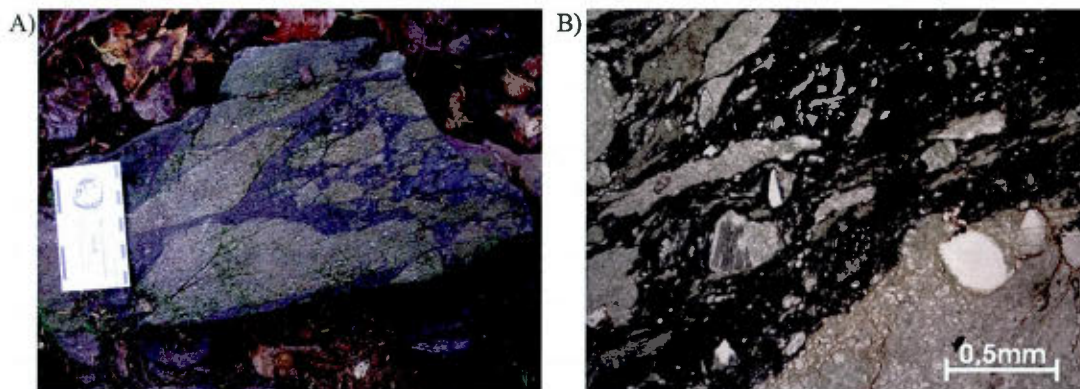


Figure 2.2 : Brèche hydrothermale caractérisant le sommet des unités du Complexe d'Ascot dans le nord-ouest des monts Stoke. Fragments anguleux de roches volcaniques felsiques chloritisés à porphyres de quartz et de plagioclases. La matrice est riche en chlorite et en hématite. A) Vue macroscopique, les graduations sont en centimètres. B) Vue au microscope en lumière transmise polarisée analysée (LTPA).



Figure 2.3 : Vue macroscopique du chert à hématite (jaspe) se trouvant au contact avec la brèche hydrothermale. La masse et le burin servent d'échelle.

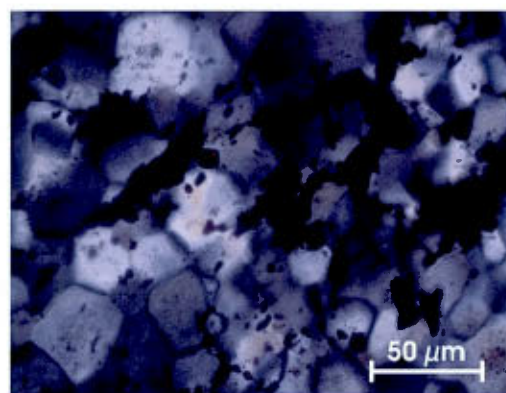


Figure 2.4 : Vue microscopique en lumière transmise polarisée analysée (LTPA) du chert à hématite (jaspe) se trouvant au contact avec la brèche hydrothermale. On note les microcristaux d'hématite rougeâtres entourant les grains de quartz.

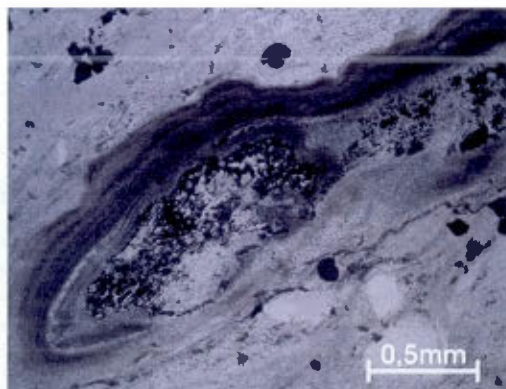


Figure 2.5 : Structure nodulaire observée dans l'horizon de chert à hématite au contact avec le Complexe d'Ascot. Vue microscopique en lumière transmise polarisée non analysée (LTPNA).

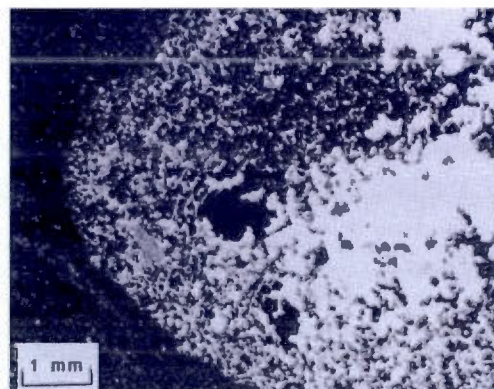


Figure 2.6 : Nodule de manganèse identifié dans une formation rubanée près de l'indice Memphrémagog, Estrie, Québec. Microscope en lumière réfléchie (LRPNA). Tiré de Trottier et al. (1991).



Figure 2.7 : Succession de tufs felsiques, de wackes lithiques quartzo-feldspathiques parfois riches en grains de jaspe (horizons bruns rougeâtres) dans la zone de contact illustrée par le log stratigraphique de la figure 1.2. La carte contenant la flèche du nord mesure 15cm de long.



Figure 2.8 : Conglomérat de l'unité SV-1. On y distingue principalement des fragments de roches volcanites felsiques et de chert à hématite. De plus petits fragments de granites ont aussi été observés sur cet affleurement. Le marteau de géologue sert d'échelle.



Figure 2.9 : Ardoise noire riche en pyrite. Le crayon noir indique la pyrite dans la stratification et le crayon vert la pyrite dans la schistosité principale. Unité SV-1.



Figure 2.10 : Bancs décimétriques de grès et wackes intercalés avec de fins horizons de mudstone. Unité SV-2.

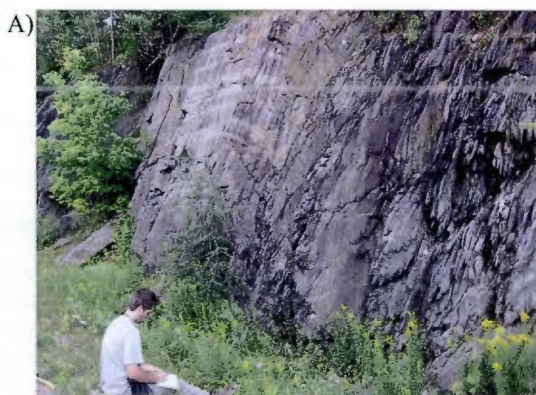


Figure 2.11 : Turbidites de l'unité SV-2 du Groupe de Magog de composés d'interlits décimétriques de grès/wacke avec des siltstones/mudstones. La figure A) contient une plus forte proportion de wacke alors que la figure B) contient plus de mudstone que de grès. La figure A) se trouve stratigraphiquement en-dessous la figure B).

Unité SV-3 : Stratigraphiquement par-dessus les séquences grésopélitiques de l'unité SV-2 se trouve un second horizon de conglomérat formant un niveau-repère au sein du Groupe de Magog. Ce niveau de conglomérat n'est cependant pas très affleurant dans la région des monts Stoke; on l'observe uniquement le long d'une bande orientée nord-est sud-ouest près du Lac Stoke dans la portion sud-ouest de la carte géologique accompagnant ce mémoire (appendice II). Tremblay (1992a) a cartographié le prolongement de cet horizon conglomératique au sud-ouest des monts Stoke, dans la région de Sherbrooke. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à clastes dominés par des fragments de granitoïdes contenant aussi de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques, parfois mafiques, mais dans des proportions beaucoup moins élevées que dans le conglomérat de l'unité SV-1. Au sein de ce conglomérat, on remarque localement des interstratifications de grès fins et siltstones gris pâle d'épaisseurs décimétriques à métriques, qui sont localement arrachés lors d'épisodes de coulées de débris sous-marines associées à la mise en place de bancs conglomératiques. Ce phénomène d'arrachement en contexte synsédimentaire entraîne la formation de brèches intraformationnelles semblables aux conglomérats SV-3, mais contenant une importante quantité de clastes d'origine sédimentaire supportés dans une matrice détritique. Les figures 2.12 A) et B) montrent une zone conglomératique observée au niveau de l'unité SV-3. Un horizon silto-gréseux est partiellement arraché et mobilisé dans un banc conglomératique (figure 2.12 A) alors que la figure 2.12B) montre un fragment de type lithologique identique entièrement repris par le conglomérat. De Römer (1985) associe ce genre de brèches intraformationnelles exclusivement à la Formation de Lac Lambton. Par contre, les localisations des affleurements où ce genre de brèche a été identifié confirment leur existence dans le Groupe de Magog. Les zones à brèches sont clairement incluses de manière concordante dans la stratigraphie d'unités associées à la Formation de St-Victor du Groupe de Magog.

Unité SV-4 : Au-dessus de ces unités conglomératiques, les roches du Groupe de Magog sont constituées d'un assemblage de grès, wacke et mudstones gris à gris verdâtre. Les grès/wackes sont fins à grossiers avec localement des textures micro-conglomératiques et vont de quartzeux à quartzo-feldspathiques. L'unité SV-4 inclut un niveau repère constitué d'une série de rythmites composée d'une alternance d'argilites et de siltstones noirs finement

laminés avec de minces lits de grès fin grisâtre. Bien que ce niveau repère ne corresponde qu'à environ 10% de l'unité SV-4, il est néanmoins important dans la compréhension de la stratigraphie du sommet du Groupe de Magog dans le secteur des monts Stoke puisqu'il est localisé entre le conglomérat de l'unité SV-3 et celui de l'unité SV-5 ce qui permet, entre autres, de les distinguer. Les roches constituant l'unité SV-4 correspondent à environ 30% du sous-sol rocheux de la région cartographiée et de 50 à 60% de la portion des unités du Groupe de Magog. Nous avons tout de même décidé de ne pas sous-diviser l'unité SV-4, car les données de cartographie ne permettaient pas de tracer des contacts plus précis.

Unité SV-5 : Un troisième et dernier horizon conglomératique affleure vers le sommet stratigraphique de la Formation de St-Victor dans la région des monts Stoke, au-dessus des unités de rythmites de l'unité SV-4. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à cailloux et à blocs décimétriques dominés par des fragments de roche granitique, le tout supporté par la matrice (figure 2.13). On y retrouve également des fractions variables de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques et mafiques. Dans cette unité, tout comme dans la précédente, on observe des horizons de grès et siltstone interstratifiés qui, par arrachement lors de coulées de débris, ont entraîné la formation de brèches intraformationnelles. À première vue, il est d'ailleurs ardu de distinguer le conglomérat SV-5 de celui de l'unité SV-3, les caractéristiques pétrographiques de ces lithologies étant très semblables. On y retrouve effectivement des clastes de lithologies et de tailles comparables baignant dans des matrices semblables, formées de wackes lithiques. La matrice du conglomérat SV-5 semble néanmoins plus verdâtre comparée à celle du SV-3, sans doute dû à une plus forte chloritisation. La réelle distinction entre ces deux horizons conglomératiques vient du fait qu'ils occupent clairement une position stratigraphique distincte, de part et d'autre de l'unité de rythmites finement laminées.

2.2 Roches siluro-dévonniennes

2.2.1 Formation de Lac Aylmer

Stratigraphiquement située au-dessus du Groupe de Magog, la Formation de Lac Aylmer affleure essentiellement dans la région des monts Stoke. Les fossiles trouvés dans la région de Dudswell, dans la partie sommitale des unités fossilifères de la Formation de Lac Aylmer (LA-3), confèrent un âge Silurien Supérieur (Pridolien 419 à 416 Ma) à Devonien Inférieur à cette unité (Boucot et Drapeau 1968; Duquette 1961a et 1961b; Lavoie et Bourque, 1992). Par contre, les unités basales (LA-1) et sommitales (LA-4) de la Formation de Lac Aylmer ne contiennent pas de fossiles permettant de les dater précisément. Dans leur rapport sur la région du Lac Aylmer, Lavoie et Bourque (1992) soulignent que la Formation de Lac Aylmer est une unité autochtone de près de 1200 mètres d'épaisseur reposant en discordance sur le Groupe de Magog, ce qui est en accord avec les données cartographiques recueillies dans la région des monts Stoke.

La Formation de Lac Aylmer forme une séquence transgressive débutant par des dépôts alluvionnaires subaériens évoluant à des environnements lagunaires, récifaux et marins profonds (Bardoux, 1993). De Römer (1985) inclue les unités décrites ci-dessous dans la Formation de Lac Lambton. D'après Lavoie et Bourque (1992), la Formation de Lac Lambton serait corrélatrice de la Formation de Lac Aylmer, mais se serait déposée dans un bassin sédimentaire distinct, séparé de celui de la Formation de Lac Aylmer par un relief topographique émergent correspondant au massif volcanique du Complexe d'Ascot. Par conséquent, nous incluons les unités d'âge Silurien Supérieur de la région d'étude dans la Formation de Lac Aylmer et, à l'instar de Lavoie et Bourque (1992) suggérons de restreindre le terme de Formation de Lac Lambton à des lithologies corrélatives affleurant dans la région du lac St-François. La cartographie régionale suggère également l'existence d'une importante période d'érosion précédant la sédimentation des roches de la Formation de Lac Aylmer; les unités basales du Lac Aylmer creusant profondément au sein de la Formation de St-Victor et reposant même directement sur le Complexe d'Ascot dans la partie nord-est des monts Stoke (figure 2.14). Sur le territoire à l'étude, les roches de la Formation de Lac Aylmer sont concentrées en deux zones d'affleurement. L'une de ces zones est située au nord-est des

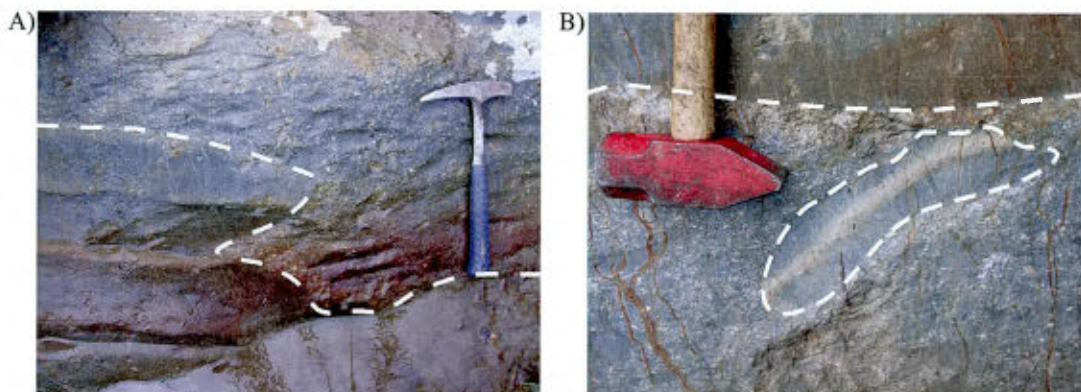


Figure 2.12 : Niveau conglomératique de l'unité SV-3 avec des interlits décimétriques à sub-métriques de siltstone et de grès fins. Ces lits sont parfois arrachés formant des brèches intraformationnelles. A) Banc silto-gréseux partiellement arraché. B) Gros plan sur un fragment entièrement arraché d'horizon silto-gréseux très semblable à celui de l'image A) dans le niveau de conglomérat. La polarité stratigraphique est orientée vers le haut des photographies.



Figure 2.13 : Conglomérat de l'unité SV-5 du Groupe de Magog. On y voit de nombreux blocs décimétriques de granitoïdes.

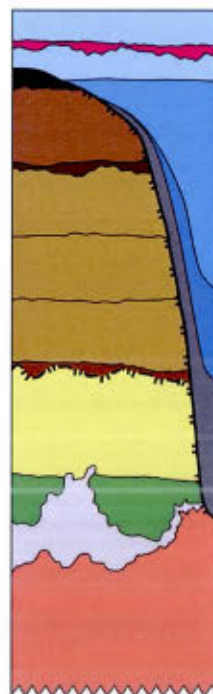


Figure 2.14 : Log schématique représentant la stratigraphie de la région des monts Stoke. La légende est la même que celle de la carte accompagnant le mémoire

monts Stoke; on peut y observer une séquence à peu près complète de toutes les unités décrites ci-dessous. On retrouve également des unités sommitales de la Formation de Lac Aylmer (unités LA-3 et LA-4) formant une bande orientée NE-SW au nord-ouest des monts Stoke, en bordure de la route 216 (appendice II). À cet endroit, le contact nord-ouest entre la Formation de Lac Aylmer et le Groupe de Magog correspond à une discordance alors que le contact sud-est est marqué par la faille de Stoke (voir section 2.3 Géologie structurale). Tout comme la Formation de St-Victor, les contacts entre les différentes unités de la Formation de Lac Aylmer sont concordants. Nous avons divisé la Formation de Lac Aylmer en quatre (4) unités représentant chacune un domaine de déposition différent (alluvionnaire subaérien, lagunaire, récifal et marin profond).

Unité LA-1 : Cette unité est latéralement discontinue. On la retrouve principalement au nord-est des monts Stoke, dans la région de Dudswell. On peut aussi l'observer à l'affleurement tout juste à l'ouest de la municipalité d'East-Angus, sur les abords du ruisseau Big Hollow et du petit ruisseau Big Hollow. De Römer (1985) interprète cette section comme une écaille piégée entre de la Faille de La Guadeloupe et une ramification génétiquement liée à la faille de La Guadeloupe.

La base de la Formation de Lac Aylmer est composée d'un conglomérat polygénique dont la matrice est un wacke quartzo-feldspathique dolomitique. Le conglomérat contient des fragments sub-arrondis à arrondis qui varient de la taille des cailloux à celle des blocs et peuvent atteindre jusqu'à 80 cm de diamètre (figure 2.15). Il est possible de distinguer les conglomérats du Lac Aylmer, de ceux de la Formation de St-Victor grâce à la matrice jaune-verdâtre caractéristique et la forte proportion de ciment dolomitique dans ceux de la Formation de Lac Aylmer. Aussi, on dénote l'abondance relative de clastes et grains lithiques d'origine sédimentaire, ce qui est rarement le cas dans les conglomérats du Groupe de Magog. Les conglomérats sont interlités avec des grès quartzo-feldspathiques et des wackes lithiques à ciment dolomitique. Dans cette unité, tout comme dans d'autres conglomérats du Groupe de Magog, on observe des horizons de grès fins et siltstones interstratifiés qui, par arrachement lors de coulées de débris, ont entraîné la formation de brèches intraformationnelles. C'est le cas, notamment, près de la carrière de la compagnie Graymont

dans la municipalité de Lime Ridge. Au-dessus, on retrouve généralement une interstratification de grès moyens à wackes dolomitiques grisâtres, fréquemment altérés dans des teintes d'orangé, et de siltstone en strates décimétriques à centimétriques (figure 2.16) ressemblant énormément aux alternances de grès moyens à fins et de mudstones décrits dans les unités du Groupe de Magog (SV-2). La base de la Formation de Lac Aylmer semble donc témoigner d'une mise en place dans un environnement tectoniquement instable.

Unité LA-2 : Par-dessus l'unité précédente, nous retrouvons un mince niveau discontinu de dolomie cristalline massive à finement laminée, localement fossilifère (on a pu observer quelques entroques de crinoïdes et des fragments de coraux préservés). Cette dolomie est d'une couleur d'altération orangée très typique et aussi caractérisée par d'abondantes lamines ondulées subparallèles à la stratification. Ces lamines correspondent sans doute à des reliques de tapis algaires (figure 2.17) assez typique de la zone intertidale dans une phase de transgression marine (Biju-Duval, 1999). On retrouve aussi assez fréquemment cette dolomie massive interstratifiée avec des horizons décimétriques à métriques de siltstones dolomitiques gris à patine d'altération brun orangé. Cette unité de dolomie est uniquement observée dans les affleurements situés au nord-est des monts Stoke, et est absente de la bande de roches siluriennes affleurant le long de la route 216.

Unité LA-3 : Au-dessus de la dolomie se retrouve une unité de calcaire, localement très fossilifère (jusqu'à 70 à 80% de fossiles; brachiopodes, gastéropodes et des crinoïdes; figure 2.18). C'est au sommet de cette unité, dans les régions de Dudswell et de Marbleton, que proviennent les analyses biostratigraphiques décrites par Duquette (1961a, 1961b) et synthétisées par Boucot et Drapeau (1968). Ce calcaire varie de massif à lité, et on y retrouve des faciès aphanitiques et homogènes de type micrite, parfois recristallisés en sparite. On y retrouve aussi des « packstones » ainsi que des calcirudites à fragments de coraux supportés par une matrice micritique fossilifère (figure 2.19) qui sont relativement continus le long de la route 216 dans les environs de la municipalité de Stoke, mais particulièrement bien exposée dans les environs de la municipalité de Lime Ridge, où ces roches sont exploitées par la compagnie Graymount. Les roches de cette unité sont interprétées comme les vestiges

d'un récif corallien qui se serait effondré sous son propre poids (Bardoux, 1993) ou encore pendant un épisode d'activité tectonique.

Unité LA-4 : Cette unité forme la partie sommitale de la Formation de Lac Aylmer. Elle est constituée d'un large éventail de lithologies, la plus abondante correspondant à un siltstone dolomitique finement laminé. En surface altérée, le litage est marqué par de fines alternances de lamines brun orangé à gris-verdâtre (figure 2.20). De temps à autre, ces lits silteux sont interstratifiés avec de minces lits de grès à wacke dolomitiques parfois à grains grossiers, avec des grains atteignant la taille des graviers. On retrouve aussi un horizon relativement continu de conglomérat polygénique marqué par des variations latérales dans la nature des fragments (Unité LA-4b). La caractéristique commune à ces différents faciès conglomératiques étant une matrice fine carbonatée emballant des grains très fins dont la composition est semblable à la fraction grossière du conglomérat. On retrouve des conglomérats à clastes dominés par des roches sédimentaires (micrites, calcaire fossilifère, grès, pélites; figure 2.21) avec de rares clastes de roches ignées (granitoïdes, roches volcaniques et volcanoclastiques). En d'autres sites, les conglomérats sont dominés par des clastes de roches ignées et les fragments de roches sédimentaires sont accessoires (figure 2.22). Ce dernier type de conglomérat possède généralement une matrice nettement moins riche en carbonates. L'angularité des clastes est également différente selon les endroits, mais les fragments de roches sédimentaires sont généralement sub-arrondis à arrondis, ceux de roches ignées sont souvent arrondis, mais peuvent être parfois sub-anguleux. Les disparités marquées de la composition et de la texture des conglomérats de cette unité témoignent probablement de variations latérales importantes en termes de source et de distance de transport.

2.2.2 Groupe de St-Francis; Formation d'Ayer's Cliff

Dans la région des monts Stoke, le Groupe de St-Francis est représenté par la Formation d'Ayer's Cliff qui affleure sur la marge ouest du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Les autres unités du Groupe de St-Francis dans la région de l'Estrie-Beauce sont la Formation de Lac Lambton à la base et la Formation de Compton au sommet,

mais ceux-ci n'affleurent pas dans la région des monts Stoke (Slivitsky et St-Julien, 1987). Au niveau de la région des monts Stoke, il n'existe aucun endroit où les formations de Lac Aylmer et d'Ayer's Cliff sont directement en contact. Les roches de la Formation d'Ayer's Cliff sont séparées des autres unités lithologiques par une importante faille inverse à vergence nord-ouest, la faille de La Guadeloupe. Sur la carte géologique accompagnant ce mémoire, la Formation d'Ayers Cliff compose la totalité du territoire situé à l'est de la faille de La Guadeloupe qui marque aussi le contact avec la Complexe d'Ascot. Le tracé de la faille de La Guadeloupe sera discuté plus abondamment dans la section sur la géologie structurale. L'âge précis de la Formation d'Ayer's Cliff et du Groupe de St-Francis fait toujours l'objet d'une controverse. Boucot et Drapeau (1968) rapportent cependant la présence de faunes du Silurien Supérieur dans la Formation de Lambton alors que Kelly (1975) souligne la présence de plantes du Dévonien Inférieur dans la Formation de Compton (Slivitsky et St-Julien, 1987). La Formation d'Ayer's Cliff est donc circonscrite entre ces deux âges, on peut lui estimer un âge qui serait peut-être fin-Silurien à la base et début-Dévonien vers le sommet (Tremblay et al. 2012).

Unité AY-1 : Dans la région d'étude, la Formation d'Ayer's Cliff est essentiellement constituée d'une calcarénite impure grise avec des proportions variables de quartz détritique et de carbonates. À l'affleurement, on reconnaît aisément ce calcaire grâce à la présence de veinules blanchâtres millimétriques, parallèles à la schistosité régionale, composées d'un mélange de quartz, calcite et feldspath plagioclase (figure 2.23). Les différents affleurements de la Formation d'Ayers Cliff montrent généralement la présence de plans de stratification. Les affleurements classés dans la Formation d'Ayer's Cliff ont principalement été localisés en bordure de la route 112, au sud-est des monts Stoke. Les calcarénites d'Ayer's Cliff sont cependant dépourvues de fossile et sont généralement très déformées à cause de la proximité de la faille de La Guadeloupe. La topographie relativement plane ainsi que la résistance limitée à l'érosion et à l'altération de ces roches réduisent le nombre d'affleurements disponibles. De ce fait, sur la carte annexée, nous avons opté pour l'interprétation cartographique proposée par de Römer (1985), voulant que l'unité AY-1 soit l'unique lithologie affleurant à l'est de la faille de La Guadeloupe dans le secteur des monts Stoke.



Figure 2.15 : Bloc sub-métrique dans conglomérat de l'unité LA-1 situé à la base de la Formation de Lac Aylmer.



Figure 2.16 : Séquence grésopélique de l'unité LA-1 formée d'alternances de lits décimétriques de wackes quartzofeldspathiques dolomitiques (orangés) et de siltstones (gris).

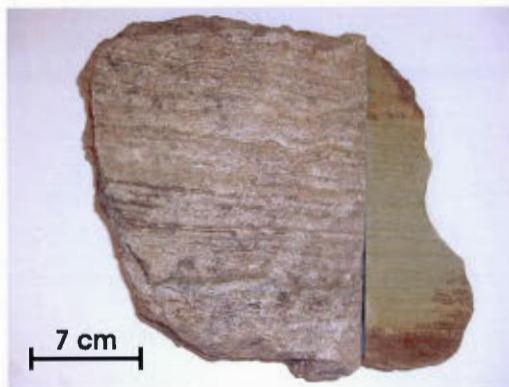


Figure 2.17 : Dolomie cristalline de l'unité LA-2 montrant des lamines correspondant à des tapis algaïes

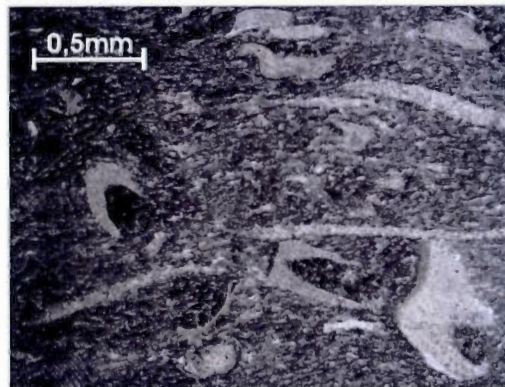


Figure 2.18 : Vue microscopique en LTPA des calcaires fossilifères de l'unité LA-3.



Figure 2.19 : Fragment décimétrique de corail dans une matrice de calcarénite fossilifère. Unité LA-3.



Figure 2.20 : Siltstones dolomitiques laminés brun-orangés et gris-verdâtres de l'unité LA-4 située au sommet de la Formation de Lac Aylmer.



Figure 2.21 : Conglomérat polygénique de l'unité LA-4b composé de fragments de roches sédimentaires arrondis à sub-arrondis.



Figure 2.22 : Conglomérat polygénique de l'unité LA-4b composé de fragments de roches ignées sub-arrondis à anguleux.



Figure 2.23 : Calcarénite impure de la Formation d'Ayer's Cliff (AY-1). Les lamines millimétriques blanches sont parallèles à la schistosité régionale qui est ici reprise par des plis tardifs P_{n+1} .

2.3 Géologie structurale

Le Complexe d'Ascot est compris dans la zone de Dunnage des Appalaches du sud du Québec, au sud-est de la ligne Baie Verte–Brompton. Dans la région de Sherbrooke, Tremblay (1992a) a identifié trois phases de déformation (D_1 , D_2 , et D_3) au sein de cette unité, chacune associée au développement d'une foliation et de plissements d'intensité variable. Une foliation ancienne, S_1 , semble confinée au Complexe d'Ascot alors que S_2 et S_3 sont aussi présentes dans les groupes de Magog et de St-Francis. Tremblay (1992a) souligne que les schistosités S_1 et S_2 sont souvent confondues, formant une structure composite S_{1-2} . Dans la région des monts Stoke, il n'existe pas d'évidence claire de déformation préexistante à D_2 dans le Complexe d'Ascot, possiblement parce que la déformation associée à S_1 n'a pas affecté les roches de ce secteur ou qu'elle a été complètement oblitérée par D_2 , la phase de déformation dominante de la région. Robinson et Fyson (1976) ont émis l'hypothèse selon laquelle des plis taconiens sans clivage se seraient développés dans la région et que cette déformation aurait été oblitérée par la superposition d'une déformation postérieure. Une autre hypothèse invoquée par Tremblay et al. (2012), serait que S_1 soit associée aux structures régionales et que S_2 soit le résultat d'une déformation polyphasée restreinte à un corridor de quelques centaines de mètres d'épaisseur associée à la faille de La Guadeloupe.

Dans la région des monts Stoke, nous retrouvons également des structures faillées dont la plus importante est la faille de La Guadeloupe (St-Julien et al. 1983; Tremblay et al. 1989a). Ces failles inverses sont généralement orientées NE-SW et possèdent un pendage abrupt vers le SE et sont tributaires de l'orogénie Acadienne, syn- D_2 , alors que d'autres structures de moindre importance sont plutôt tardives dans l'histoire tectonique de la région (Tremblay, 1992a). Dans la section qui suit, nous utilisons le terme S_n pour désigner la foliation dominante. Elle fait référence à la foliation S_2 décrite par Tremblay (1992a). Nous utiliserons par conséquent les termes de S_{n-1} et S_{n+1} pour ce qui est des foliations associées respectivement à S_1 et S_3 décrites dans la région de Sherbrooke.

2.3.1 Structures planaires

Dans la région des monts Stoke, les roches du Groupe de Magog sont généralement bien stratifiées et les surfaces S_0 sont souvent nettement visibles sur la majorité des affleurements. Il en est généralement de même pour les roches des formations de Lac Aylmer et d'Ayer's Cliff. Au sein de la Formation de Lac Aylmer, les unités de base sont de compositions similaires à celles du Groupe de Magog, avec des surfaces de stratification aisément identifiables. Dans l'unité LA-3, il est cependant parfois difficile de reconnaître la stratification; les calcaires micritique homogènes et les « packstones » ne montrant que très rarement de surfaces S_0 . Dans certains faciès de conglomérat récifal, l'alignement de fragments grossiers de coraux permet parfois de discerner des niveaux stratigraphiques. Enfin, les siltstones dolomitiques et les calcaires gréseux des formations de Lac Aylmer et d'Ayer's Cliff permettent également, sur la plupart des affleurements, d'observer des plans de stratification généralement marqués par de fines laminations. Sur l'ensemble du territoire étudié, les polarités sédimentaires sont normales, parfois subverticales ou inversées de quelques degrés dans les secteurs plus intensément déformés, et soulignées par du granoclassement, des laminations entrecroisées ou convolutées et par des structures de charges.

Dans la région de Sherbrooke, Tremblay (1992a) décrit une schistosité Taconique S_1 qui se retrouve exclusivement dans certains domaines du Complexe d'Ascot. Une telle schistosité ($n-1$) n'a pas été observée dans la région des monts Stoke, que ce soit dans les unités sédimentaires du Groupe de Magog, de la Formation de Lac Aylmer et du Groupe de Saint-Francis, ou encore dans le Complexe magmatique d'Ascot. Toutefois, le conglomérat se trouvant à la base de la Formation de Lac Aylmer possède des clastes foliés de roches volcaniques felsiques dont la source présumée est le Complexe d'Ascot (voir Chapitre III : Les niveaux conglomératiques). Bien que nous n'ayons pas été en mesure de déterminer avec certitude s'il existe une angularité entre la foliation de ces blocs et la foliation régionale, il pourrait tout de même s'agir d'une foliation préexistante, ce qui signifierait qu'il existe une déformation taconique D_{n-1} confinée au Complexe d'Ascot et antérieure à la mise en place des unités sédimentaires. Cette déformation D_{n-1} aurait ensuite été oblitérée par la déformation D_n coplanaire ce qui ne permettrait pas de la reconnaître.

Dans les roches à grains fins comme les mudstones et siltstones, la foliation dominante consiste en un clivage ardoisier très pénétratif. Dans les niveaux plus grossiers, tels que les wackes et les grès, cette foliation prend la forme d'une schistosité peu pénétrative marquée par l'alignement des minéraux micacés au sein de la matrice argileuse. On observe également un clivage espacé parfois jusqu'à plus d'une dizaine de millimètres dans certaines roches à grains grossiers homogènes tels que les grès quartzifères. Dans les roches calcaires de la Formation de Lac Aylmer, la schistosité est plus discrète, car ces roches ont tendance à se déformer par dissolution cristallisation plutôt qu'à s'aligner pendant la déformation (Zubtsov, 2003). On remarque cependant une schistosité marquée par l'alignement de séricite dans certaines unités de calcaires impurs. Dans les cas où la déformation est très importante, on retrouve ces formations carbonatées totalement recristallisées sous forme de marbres microcristallins. Les calcarénites de la Formation d'Ayer's Cliff sont quant à elles caractérisées par une schistosité marquée par la cristallisation de séricite, mais également par un clivage espacé souvent souligné par de petites veinules de quartz et calcite donnant un aspect laminé aux roches de cette unité.

La distribution des mesures de foliation régionale sur un stéréonet (figure 2.24 C et D) indique une orientation moyenne NE-SW et un pendage abrupt vers le SE ou le NW. Certaines mesures de schistosité ne se retrouvent cependant pas sur une orientation NE-SW (pôles rouges), suggérant l'existence d'une phase de déformation «tardive» affectant la foliation régionale. Il n'y a d'ailleurs que très peu d'affleurements où il a été possible d'observer des structures post- D_n . Dans ces rares endroits, la foliation tardive est un clivage de crénulation orienté NE-SW avec un pendage généralement vers le SE. Sur certains affleurements, il est possible d'observer des plis affectant la schistosité régionale S_n , attestant ainsi d'une phase tardive de déformation D_{n+1} . Dans la partie NE des monts Stoke, sur un nombre important d'affleurements appartenant principalement au Complexe d'Ascot, mais aussi aux formations sédimentaires, nous observons des plans de schistosité S_n plissés (figure 2.25), suggérant que la terminaison NE des monts Stoke correspond à une charnière anticlinale de pli D_{n+1} .

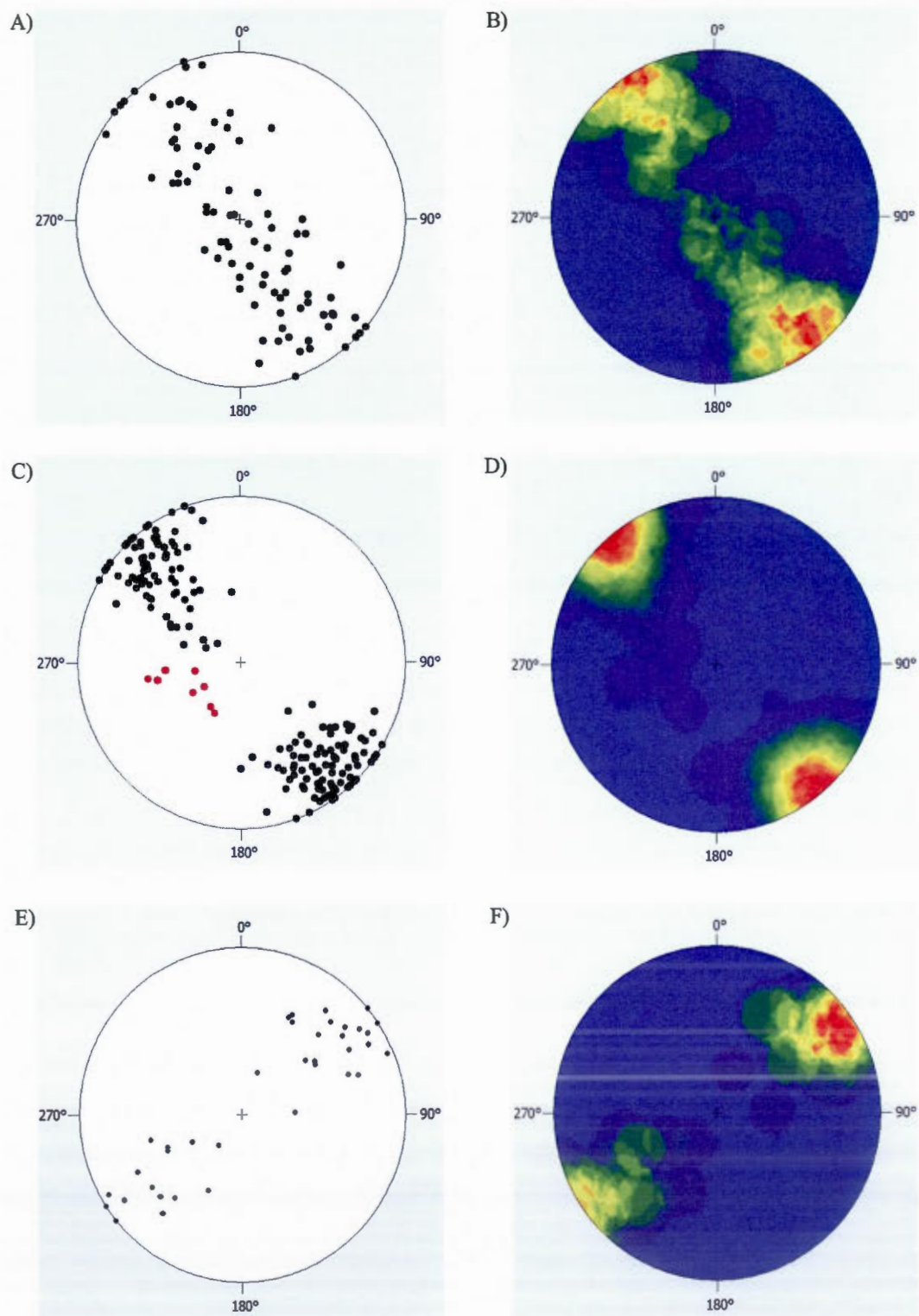


Figure 2.24 : Analyse stéréographique des structures de la région des monts Stoke. A) et B) distribution et analyse densimétrique des plans de stratification S_0 ; C) et D) distribution et analyse densimétrique de la schistosité régionale S_n ; E) et F) distribution et analyse densimétrique des linéation L_{0-1} . N : nombre de mesures pour chaque projection.

2.3.2 Structures linéaires

Sur de nombreux affleurements, il est possible de mesurer la linéation d'intersection entre la schistosité S_n et la stratification S_0 . Ces linéations L_{0-n} correspondent à l'axe des plis régionaux localisés sur la carte géologique. Elles sont orientées NE-SW avec une plongée variant de subhorizontale à fortement inclinée vers le NE (figure 2.24 E et F) et parfois vers le SW. Cette double plongée des axes de plis régionaux est visible sur la carte géologique de la région. On observe aussi, localement, une linéation d'intersection entre la schistosité régionale S_n et une schistosité postérieure S_{n+1} . L'orientation de ces linéations est semblable à celles de L_{0-n} , mais il n'y a que très peu de mesures de $L_{n-(n+1)}$ dans le secteur.

Certains affleurements exposent aussi une linéation d'étirement sur les plans de schistosité S_n . Ces linéations d'étirement sont principalement visibles sur les affleurements situés près de zones de faille importantes telles que les failles de La Guadeloupe et de Stoke. Plus l'affleurement se trouve à proximité de la zone de déformation, plus les linéations d'étirement sont bien définies. Dans la plupart des cas, cette linéation d'étirement possède une plongée aval-pendage (down-dip), ce qui est cohérent avec la cinématique inverse inférée pour chacune de ces failles.

2.3.3 Plissements :

Sur l'ensemble de la zone d'étude, les différentes unités rocheuses sont affectées par une série de plissements syn- D_n (Tremblay, 1992a). Ainsi, le Groupe de Magog affleure sur le flanc SE du synclinorium de St-Victor. Les plissements associés sont ouverts à serrés, et comporte des plans axiaux sub-verticaux à légèrement déjetés vers le SE ou le NW avec des plongées axiales variables entre le NE et le SW tel que suggéré par l'analyse des linéations L_{0-1} (figure 2.24 E et F). Tremblay et al. (2012) ont souligné que les variations importantes de plongée des L_{0-n} ne sont pas uniquement attribuables à la formation de plis « en goussets » (plis à double plongée), au cours d'un seul épisode de déformation, mais impliquent possiblement l'existence d'une phase de plis anciens qui auraient préalablement basculé les strates du Groupe de Magog, une phase de déformation attribuable à un épisode de rétrochevauchement principalement documenté dans la zone de Humber, qui serait moins

intense et n'aurait pas développé de clivage dans le secteur des monts Stoke (Tremblay et Castonguay, 2002). Dans les formations de Lac Aylmer et d'Ayer's Cliff, les plissements sont semblables à ceux affectant le Groupe de Magog, bien que certains secteurs, particulièrement dans la région au NE des monts Stoke, montrent des plis significativement plus serrés que dans le Magog comme, par exemple, dans un corridor de plusieurs centaines de mètres de large en bordure de la faille de La Guadeloupe. On peut même localement y observer des plis de deuxième phase (P_{n+1}) (figures 2.23 et 2.25).

2.3.4 Failles :

Dans la région des monts Stoke, deux principales structures faillées sont présentes, la faille de La Guadeloupe qui longe la route 112 au sud-est des monts Stokes, et la faille de Stoke qui passe à proximité de la municipalité du même nom, selon une orientation NE-SW à environ 1 kilomètre au sud-est de la route 216.

Faille de Stoke :

Cette faille traverse l'ensemble du territoire cartographié. Elle suit approximativement le tracé de la route 216, et juxtapose les roches de la partie sommitale de la Formation du Lac Aylmer dans le mur (au NW) et celles de la Formation de St-Victor dans le toit (au SE). Il s'agit d'une zone de cisaillement inverse, moins importante que la faille de La Guadeloupe. Cette faille n'a pas été observée dans la région de Sherbrooke (Tremblay, 1992a), possiblement parce que, au sud-ouest du lac Stoke, la faille de Stoke, si elle existe, semble se poursuivre au sein du Groupe de Magog (annexe x), ce qui la rend certainement difficile à localiser. D'autre part, il n'est pas impossible que la faille en question ne se prolonge pas de façon significative vers le sud-ouest. Une observation de terrain plus approfondie de cette zone pourrait éclaircir la question. Dans la région des monts Stoke, il n'a cependant pas été possible de directement observer cette faille sur le terrain. Un cisaillement subsidiaire de la faille de Stoke est cependant visible sur une coupe située sur un chemin privé appartenant à la compagnie Graymont, à environ 2 km au nord-ouest de la carrière de Lime Ridge. On y a observé une zone de déformation de 10 à 15 mètres d'épaisseur

soulignée par quelques corridors mylonitiques métriques au sein desquels la déformation nettement plus intense contenant généralement de la gouge de faille en leur cœur.

Faille de La Guadeloupe :

La faille de La Guadeloupe est un terme ayant été introduit par St-Julien et al. (1983) pour désigner un corridor de cisaillement séparant les unités siluro-dévonienues du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley à l'est et les unités ordoviciennes du synclinorium de St-Victor à l'ouest. Elle fut identifiée pour la première fois par Cooke (1950) sous le nom de *St-Francis Thrust* (Tremblay, 1992a). Dans la région des monts Stoke, cette faille inverse correspond à une zone de cisaillement ductile d'une centaine de mètres d'épaisseur, possédant un pendage SE. La faille de La Guadeloupe possède une série de ramifications secondaires formant un motif anastomosé. Ces ramifications peuvent localement être observées sur le terrain sous forme de plus petites zones de cisaillement ductile possédant des orientations très similaires à celle de la zone de cisaillement principale. La cinématique inverse de cette faille est soulignée par des bandes de cisaillement (*shear bands*) (figures 2.26), des structures C-S (figure 2.27 A) et des textures porphyroclastiques asymétriques (figure 2.27 B). Dans la région des monts Stoke, le mur de la faille de La Guadeloupe est constitué des roches du Complexe d'Ascot et de celles de la Formation de Lac Aylmer alors que dans le toit on retrouve principalement les roches de la Formation d'Ayer's Cliff et localement celles de la Formation du Lac Aylmer. Cette faille affleure dans le lit du ruisseau Big Hollow, à environ 2,5 km au NW de la ville d'East Angust; une zone de cisaillement ductile d'environ 100 mètres d'épaisseur y est exposée et a été décrite par Tremblay et al. (1989a). Sur ce même site, les schistes mylonitiques associés à la faille de La Guadeloupe ont fait l'objet de datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et ont livré des âges sur muscovites de 380-375 Ma, des âges typiquement acadiens (Tremblay et al., 2000). Au NE du ruisseau Big Hollow, il n'a cependant pas été possible de localiser précisément la faille bien qu'une série d'affleurements situés en bordure de la route 112 à environ 2 km au nord-est de St-Adolphe-de-Dudswell sont probablement recoupés par cette structure. Sur ces affleurements, un siltstone dolomitique laminé du sommet de la Formation du Lac Aylmer, montre nettement une linéation d'étirement pénétrative « down-dip ». Les figures 2.28 A) et B) montrent,

respectivement, un siltstone dolomitique échantillonné dans la zone de cisaillement et un autre provenant de la même unité lithologique, mais situé à environ 50 mètres du premier, c.-à-d. dans le mur de la zone de cisaillement; ces deux échantillons témoignant d'un important gradient de déformation. Le premier affleurement montre également une schistosité très bien développée. La même série d'affleurements expose la Formation d'Ayer's Cliff sur le côté est de la route 112; on y observe la schistosité régionale, bien développée, reprise par une seconde fabrique structurale à laquelle sont associés des plis de 2^e phase (figure 2.23), une superposition de structures typiques de nombreux affleurements situés près du tracé de la faille de La Guadeloupe dans la région des monts Stoke.

Comme la faille de La Guadeloupe est considérée comme une structure syn- D_n (ou D_2 de Tremblay, 1992a), il est possible d'en approximer le tracé en se servant des mesures de schistosité dominante dans la région. Tel qu'observable au niveau de la projection stéréographique des foliations associées à D_n (figure 2.24 C), nous remarquons que la schistosité dominante possède une orientation majoritairement NE-SW. Par contre, si on observe la figure 2.24 C), nous remarquons que certaines valeurs de S_n nous donnent des orientations bien différentes du grain structural prédominant (pôles en rouge). Ces valeurs ont été mesurées dans le secteur de la pointe nord-est des monts Stokes où des valeurs semblables ont aussi été obtenues sur des affleurements exposant des unités du Complexe d'Ascot. Nous y avons observé des évidences de schistosités S_n reprises par une déformation D_{n+1} . D'autre part, il se pourrait que les plis « tardifs », attribués jusqu'à maintenant à une déformation D_{n+1} , soient plutôt le résultat d'une modification de la direction des contraintes au cours de l'événement de déformation D_n . Effectivement, la modification de la direction des contraintes est fréquente au cours d'un épisode de déformation, ce qui peut entraîner l'apparition d'une nouvelle foliation et d'indices de tectonique polyphasée (Ramsay, 1967). Par conséquent, il n'est pas impératif d'impliquer un épisode de déformation D_{n+1} pour obtenir la géométrie observable au nord-est des monts Stoke, puisque la foliation S_{n+1} pourrait être attribuable à la modification de la direction de compression de D_n .

Considérant que la faille de La Guadeloupe est péné-contemporaine de la foliation régionale (S_n), on peut donc présumer que la faille ait également subi la même déformation et

a par conséquent pu être plissée ou déviée dans les environs de la pointe NE des monts Stokes. Bien que cela n'a pu être vérifié directement sur le terrain en raison de la faible concentration d'affleurements, l'interprétation des données structurales de la région ainsi que la disposition d'affleurements des différentes unités (par exemple la Formation d'Ayer's Cliff dans le toit de la faille de La Guadeloupe dans la région des monts Stokes) ont mené à l'élaboration du tracé de la faille de La Guadeloupe en surface tel qu'illustré sur la carte géologique accompagnant ce rapport (Appendice II). Nous avons fait subir un plissement à la faille de La Guadeloupe dans la portion nord-est des monts Stoke afin de respecter l'attitude de la foliation associée (S_n) à cet endroit. Tremblay (1992a) et Tremblay et al. (1989a) font également subir des déformations post D_n à la faille de La Guadeloupe dans le secteur du Domaine d'Eustis près de la ville de Lennoxville. Dans la région du Domaine de Weedon, Tremblay et al. (2012) ont récemment suggéré un tracé qui placerait le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog au SE, dans le toit de la faille de La Guadeloupe, le tout chevauché sur les unités du Silurien Supérieur du Lac Aylmer dans le mur, cette faille étant auparavant la faille de Weedon de Tremblay (1996). Cette interprétation positionnerait le Complexe d'Ascot dans le mur de la faille de La Guadeloupe au niveau du Domaine de Stoke alors qu'il serait dans le toit au Domaine de Weedon.



Figure 2.25 : Siltstone dolomitique de l'unité LA-4 montrant la schistosité régionale S_n reprise par une déformation D_{n+1} .



Figure 2.26 : Bandes de cisaillement illustrant un mouvement chevauchant vers le nord-ouest dans un siltstone noir de l'unité LA-1 situé sur la rive du petit ruisseau Big Hollow, 1km à l'ouest de Westbury.

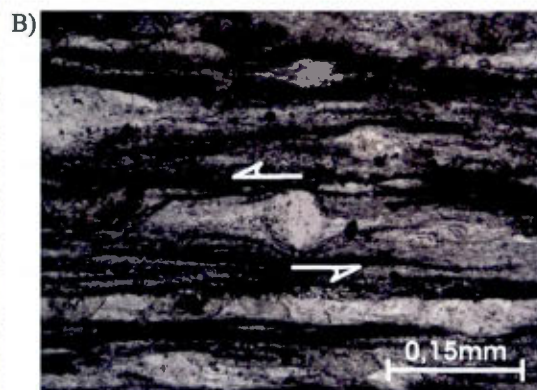


Figure 2.27 : Images microscopiques d'échantillons prélevés dans un corridor de déformation attribué à la faille de La Guadeloupe. A) Structure C-S (LTPNA) et B) Texture porphyroclastique asymétrique de type « σ » (LTPA) illustrant un mouvement senestre. Lorsque les lames minces sont orientées, ces observations témoignent d'un mouvement chevauchant vers le nord-ouest.

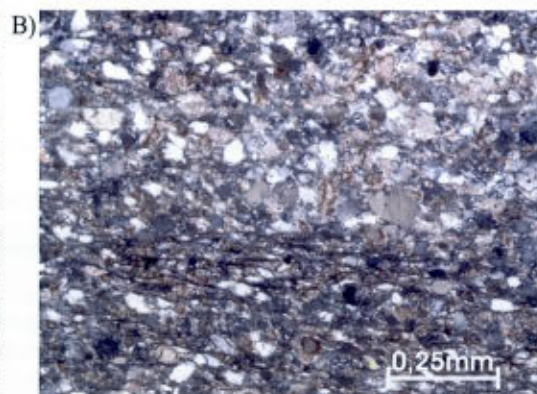
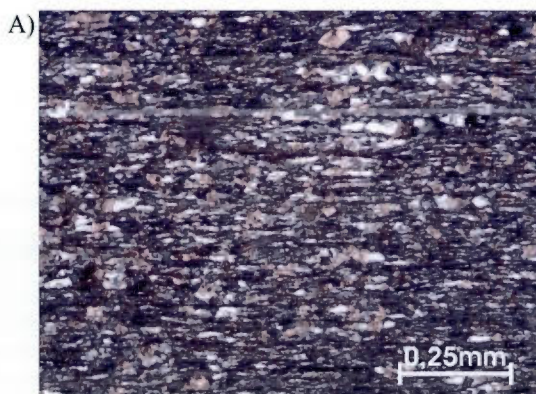


Figure 2.28 : Échantillons de siltstones dolomitiques de l'unité LA-4 provenant d'un secteur traversé par la faille de La Guadeloupe (LTPA) et illustrant l'important gradient de déformation. L'échantillon en A) provient directement du corridor de déformation alors que l'échantillon B) provient d'un secteur à environs 50m.

CHAPITRE III

LES NIVEAUX CONGLOMÉRATIQUES

Nous avons identifié cinq niveaux conglomératiques formant des horizons-repères au sein du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer dans la région des Monts Stoke. Sur ces cinq différents horizons, une étude détaillée des quatre niveaux les moins élevés dans la stratigraphie a été effectuée; trois du Groupe de Magog et un horizon de conglomérat situé à la base de la Formation de Lac Aylmer. Le cinquième conglomérat (LA-4b), situé le plus au sommet, ne fait pas partie de l'étude détaillée en raison de la trop grande hétérogénéité de la composition de sa matrice et de la nature des clastes qu'il contient d'un endroit à l'autre. De Römer (1985) a antérieurement inclus tous ces conglomérats dans la Formation de Lac Lambton et n'a pas proposé de réelles distinctions entre ces différents horizons stratigraphiques. Dans la région de Sherbrooke, Tremblay (1992a) a identifié et différencié deux horizons conglomératiques, vers la base de la stratigraphie du Groupe de Magog, correspondant aux conglomérats des unités SV-1 et SV3. Les autres niveaux conglomératiques observés dans la région des monts Stoke étant vraisemblablement absents de la stratigraphie de la région de Sherbrooke.

L'étude détaillée des conglomérats présentée dans ce chapitre correspond à (1) une caractérisation pétrographique, macroscopique et microscopique, de la matrice de ces conglomérats et de leur fraction grossière, et (2) une caractérisation géochimique des fragments de différents types de roche magmatique prélevés dans chacun de ces conglomérats, soit des fragments de roches volcaniques felsiques (tuf ou rhyolite) et de granitoïdes. Le but de cette analyse a été de retracer/caractériser la (les) source(s) potentielles de ces dépôts terrigènes, l'hypothèse la plus probable étant que ces conglomérats ordoviciens

et siluriens proviennent préférentiellement de l'érosion de l'imposant (?) massif volcanique que formait le Complexe d'Ascot à cette époque. Cette analyse détaillée devrait aussi permettre de mettre en lumière les ressemblances et différences existant entre les différents niveaux conglomératiques et ainsi évaluer si la source des conglomérats est demeurée constante pendant l'Ordovicien et le Silurien Supérieur ou s'il existe une évolution compositionnelle des clastes possiblement attribuable au niveau d'érosion atteint au sein du Complexe d'Ascot.

3.1 Caractérisation pétrographique

Au cours des étés 2010 et 2011, la description systématique de tous les affleurements comprenant des faciès conglomératiques a été effectuée. La section qui suit présente une description macroscopique et microscopique exhaustive de ces différents niveaux conglomératiques.

3.1.1 Groupe de Magog

Conglomérat de l'unité SV-1 (figure 3.1) : La base de cette unité SV-1 est généralement formée par un conglomérat à blocs polygéniques. Les meilleurs affleurements se trouvent sur le flanc ouest des monts Stoke, près du mont Chapman. Ce conglomérat repose en discordance sur les unités volcaniques du Complexe d'Ascot. Il est supporté par la matrice et peut contenir de 10 à 50% de clastes selon les affleurements. Ces fragments sont principalement constitués de roches volcaniques ou volcanoclastiques felsiques (60 à 80% des clastes) de couleur gris à gris-bleuté de taille très variable, c'est-à-dire de celle de graviers (quelques millimètres) à celle de blocs (plus d'une dizaine de centimètres). Ces fragments de roche peuvent être aphanitiques ou porphyriques, auquel cas les phénocristaux sont généralement du quartz, parfois des feldspaths potassiques ou des plagioclases. La schistosité visible au sein des fragments est parallèle à celle de la matrice, quoique légèrement moins pénétrative. Les clastes de roches volcaniques felsiques sont arrondis à sub-anguleux et légèrement à modérément aplatis dans cette schistosité. Sur plusieurs affleurements, on observe, en moindre proportion (10 à 30% des clastes), des fragments de

roches intrusives grenues de composition intermédiaire à felsique; granites, granodiorites avec hornblende et/ou pyroxène, tonalites et diorites. Ces fragments de granitoïdes sont généralement sub-arrondis à sub-anguleux bien que de rares fragments soient totalement arrondis. Ils sont généralement dépourvus de toute schistosité et sont beaucoup plus petits que les fragments de roches volcaniques felsiques, faisant rarement plus de 5 à 7 centimètres de diamètre. Un troisième type de fragment est localement observable dans ces conglomérats (jusqu'à 20%). Il s'agit de clastes sub-arrondis à anguleux de chert gris, aphanitique et parfois hématisé, ce qui leur confère une teinte rouge vif (figure 3.2). Certains fragments de chert montrent également des textures nodulaires, tel qu'observé dans les bancs de chert à hématite (figure 3.3).

Les fragments observés dans cette unité de conglomérat sont généralement non-jointifs et baignent dans une matrice de wacke lithique à grains grossiers, de composition arkosique à sub-arkosique, contenant parfois plus de 40% d'une matrice fine de la taille des argiles. Au microscope, cette matrice fine est essentiellement constituée de quartz et de séricite (figure 3.4), ces derniers formant des feuillets soulignant la schistosité régionale. Les grains de quartz sont recristallisés avec des contacts intergranulaires typiquement à 120° qui viennent ainsi combler la porosité primaire initialement présente entre les grains. Accessoirement, on retrouve de la chlorite. La matrice de la taille des argiles peut atteindre des proportions allant jusqu'à 70% de quartz, mais certains horizons montrent des concentrations plus fortes en séricite, jusqu'à 60%. Le reste du matériel qui compose les wackes supportant les fragments du conglomérat est formé de grains lithiques, de quartz ou de feldspath de la taille des sables (62,5 μm à 2 mm; Foucault et Raoult, 2005). La fraction grossière de ces wackes est généralement formée de grains non jointifs, anguleux à sub-arrondis et distribués de façon homogène. Les grains sont constitués, dans une proportion à peu près égale de quartz et de feldspaths. Les grains de quartz sont généralement non altérés, anguleux à sub-anguleux alors que les grains de feldspath sont souvent altérés en séricite (figure 3.5), mais tout aussi anguleux que le quartz. Les fragments lithiques sont de même nature que ceux observés sous forme de clastes et décrits précédemment; les volcanites felsiques sont généralement composées de séricite et de quartz microcristallin et montrent souvent des textures typiques des roches volcaniques. Par exemple, certains grains lithiques

illustrent une texture sphérulitique typique de la dévitrification de roches volcaniques (Vernon, 2004; figure 3.6). Un autre indice témoignant de la contribution de matériel volcanique est la présence de quartz résorbé (figure 3.7), une texture typique de phénocristaux de roches volcaniques qui ont été partiellement remobilisés par le liquide dans la chambre magmatique avant la phase éruptive (Vernon, 2004). La présence en grande quantité de cristaux grossiers de feldspath automorphes, par exemple des plagioclases avec des macles polysynthétiques, laisse croire que ces grains proviennent de l'érosion de matériel granitique, bien qu'aucun lithoclaste de granitoïde n'ait été identifié dans la matrice du conglomérat. Au contact avec le Complexe d'Ascot, les clastes volcaniques présentent des évidences d'altération en épidote (figures 3.8), la présence d'épidote étant attribuable à l'altération hydrothermale des plagioclases. L'examen détaillé de la matrice et du contenu fragmentaire du conglomérat situé à la base du Groupe de Magog permet de proposer qu'il s'agit d'un dépôt très immature, une interprétation appuyée par la présence d'une abondante fraction argileuse, de grains anguleux à subanguleux de la taille des sables et de grains de feldspath grossiers bien préservés, trois indices témoignant d'une distance de transport qui est sans doute relativement faible (Boggs, 2012).

Conglomérat de l'unité SV-3 : Ce second niveau conglomératique forme un horizon repère au sein du Groupe de Magog, que nous avons observé uniquement dans le secteur du lac Stoke. Tremblay (1992a) a cependant cartographié le prolongement de ce conglomérat dans la région de Sherbrooke. Il s'agit d'un conglomérat polygénique avec 30 à 70% de fragments de taille tout aussi variable que le conglomérat précédent. Ce conglomérat se caractérise principalement par la dominance de fragments de granitoïde (jusqu'à 60% de la fraction de fragments). Ces fragments granitiques peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres de diamètre. Ils sont sub-arrondis à arrondis, rarement sub-anguleux. On y observe aussi des fragments de roche volcanique et volcanoclastiques de composition variable, felsique à mafique, mais les fragments felsiques sont nettement dominants (35 à 50% pour les felsiques comparé à moins de 5% pour les mafiques). Les fragments de volcanites mafiques sont de plus petite taille que les felsiques et sont généralement aphanitiques et chloritisés. On y observe parfois de petits porphyres de minéraux ferromagnésiens chloritisés, ou parfois de petites amygdules de carbonates ou de quartz

saccharoïdal. On observe aussi localement de petits clastes de roches volcaniques de composition intermédiaire, de couleur gris moyen à foncé avec des phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles. Le conglomérat du second horizon repère est généralement supporté par la matrice et à clastes jointifs dans certains cas. La matrice du conglomérat SV-3 est un wacke lithique très semblable à l'unité précédente. Cette matrice est constituée de grains quartz recristallisés et de séricite en feuillets alignés dans le sens de la schistosité. Les proportions de quartz et séricite sont variables selon les échantillons, mais en moyenne on retrouve plus de séricite que dans la matrice du conglomérat SV-1. La fraction grossière de la matrice du conglomérat SV-3, de la taille des sables, offre un large éventail de compositions, mais les fragments lithiques de roches granitiques sont dominants, souvent identifiables grâce aux grains lithiques possédant des cristaux grossiers de quartz et de feldspath montrant parfois des textures micrographiques (figure 3.9), microperthitiques (figure 3.10) et myrmékitiques. Outre les fragments lithiques granitiques, nous reconnaissons également des fragments de roches volcaniques felsiques à grains très fins et fortement séricitisés, montrant parfois des phénocristaux de quartz résorbés. Certains fragments d'origine volcanique sont formés essentiellement de feldspath plagioclases automorphes à sub-automorphes avec un habitus en latte ainsi que des feldspaths potassiques et localement un peu de quartz. Ces fragments présentent une texture trachytique soulignée par un alignement subparallèle des cristaux de feldspath (figure 3.11), typique de roches volcaniques de composition trachytique ou dacitique. Nous n'avons cependant pas observé ce type de lithologie à l'affleurement dans le Complexe d'Ascot ou sous forme de cailloux et de blocs dans les conglomérats. Les fragments mafiques sont pratiquement exclusivement aphanitiques et composés de chlorite avec, en de rares occasions, des phénocristaux prismatiques totalement chloritisés. Enfin, des fragments lithiques constitués de près de 90% de chert microcristallin et homogène ont parfois été observés. À l'échelle de l'affleurement, le conglomérat SV-3 est parfois interlité avec des bancs de grès fins et de siltstone gris pâle qui font rarement plus d'un mètre d'épaisseur et qui sont souvent accompagnés de brèches intraformationnelles à fragments « slumpés » (figure 3.12), formées par arrachement des horizons silto-gréseux lors d'épisodes de coulées de débris associées à la déposition du conglomérat.



Figure 3.1 : Conglomérat de l'unité SV-1. On y distingue principalement des fragments de roches volcanites felsiques et de chert à hématite. De plus petits fragments de granites ont aussi été observés sur cet affleurement. Le marteau de géologue sert d'échelle.



Figure 3.2 : Fragments de chert à hématite présent dans les niveaux conglomératiques de l'unité SV-1 près du contact avec le Complexe d'Ascot.

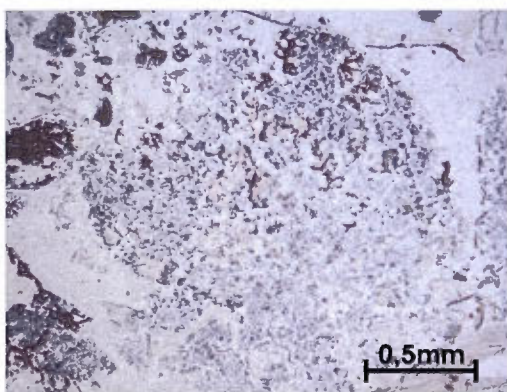


Figure 3.3 : Vue microscopique d'une structure nodulaire identifiée dans des fragments de chert dans le conglomérat de l'unité SV-1 (LTPNA).

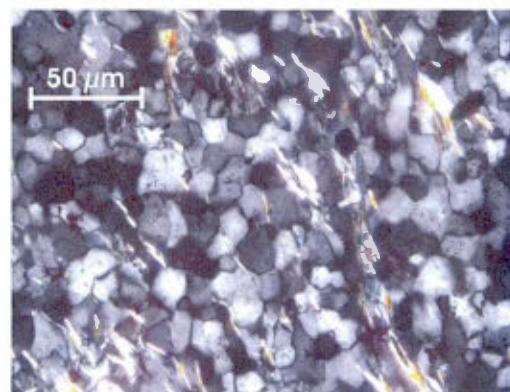


Figure 3.4 : Vue rapprochée de la matrice du conglomérat de l'unité SV-1 formé de quartz et séricite (LTPA).

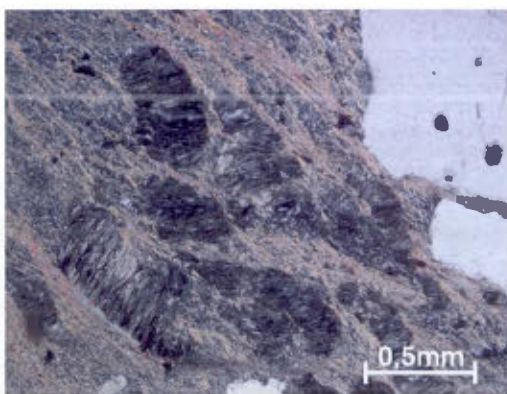


Figure 3.5 : Cristaux de feldspath de la taille des sables fortement altérés baignant dans une matrice à quartz séricite. Conglomérat SV-1 (LTPA).

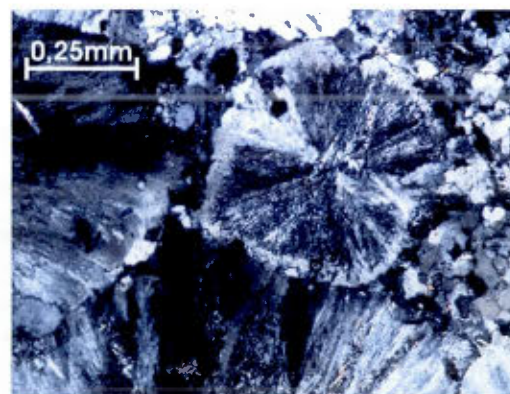


Figure 3.6 : Texture sphérulitique observable dans un fragment de ponce. Conglomérat SV-1 (LTPA).



Figure 3.7 : Cristal de quartz présentant une texture de résorption. Conglomérat SV-1 (LTPA).

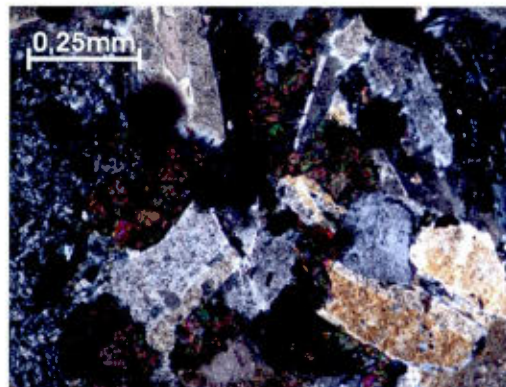


Figure 3.8 : Vue microscopique illustrant l'altération en épidote de la matrice du conglomérat de l'unité SV-1 (LTPA).

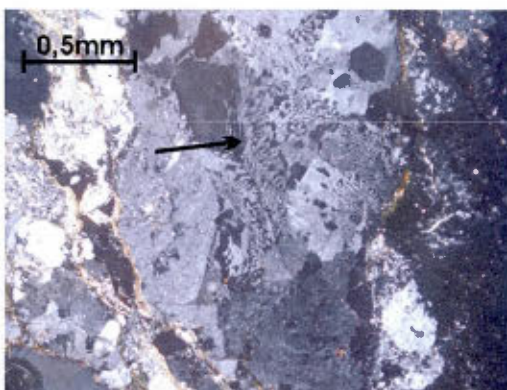


Figure 3.9 : Texture micrographique (identifié par la flèche) dans un fragment granitique. Conglomérat SV-3 (LTPA).

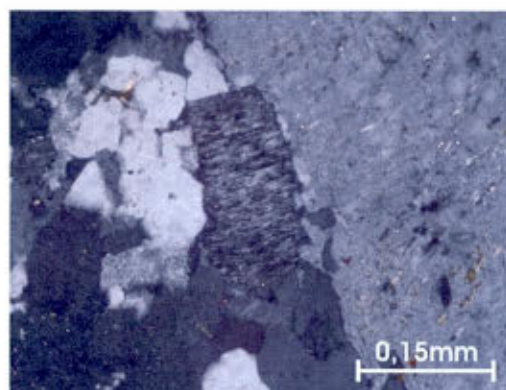


Figure 3.10 : Texture microperthitique d'un grain de feldspath dans un fragment granitique. Conglomérat SV-3 (LTPA).

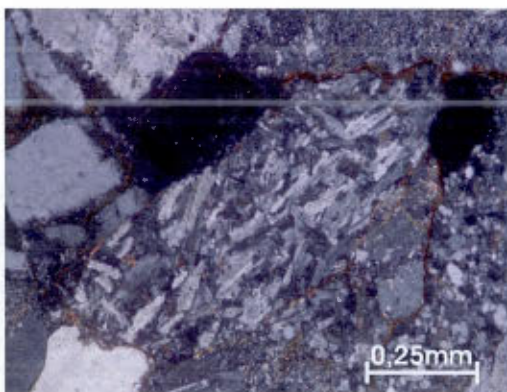


Figure 3.11 : Texture trachytique dans un grain lithique de roche volcanique intermédiaire. Conglomérat SV-3 (LTPA).



Figure 3.12 : Fragment de siltstone et grès fin dans le conglomérat de l'unité SV-3.

Le conglomérat SV-3 est un dépôt relativement immature. Certains affleurements montrent des conglomérats supportés par les clastes et dans certains échantillons, les grains de la taille des sables sont jointifs et dominants. Néanmoins, ces conglomérats sont majoritairement supportés par une matrice dominée par des grains de la taille des argiles et comportent une forte proportion de feldspath et de fragments lithiques majoritairement anguleux à subanguleux. Ces évidences nous permettent de présumer que la distance de transport de ce conglomérat est relativement faible, puisque l'analyse de la maturité d'un sédiment permet d'évaluer approximativement le transport subi par ce sédiment (Boggs, 2012).

Conglomérat de l'unité SV-5 : Dans la région des monts Stokes, le sommet de la Formation de St-Victor est souligné par la présence d'un troisième horizon de conglomérat qui occupe le cœur d'un synclinal orienté nord-est sud-ouest. D'un point de vue macroscopique, il est très difficile de distinguer ce conglomérat de celui de l'unité SV-3; on y retrouve essentiellement les mêmes types de fragments de roches magmatiques (granitoïdes, roches volcaniques felsiques, mafiques et quelques fragments intermédiaires) de tailles comparables, soit un diamètre atteignant de 30 à 40 centimètres (figure 3.13), baignant dans une matrice comparable, fortement séricitisée. On note cependant une augmentation locale de la proportion ainsi que de la taille des clastes de roches volcaniques mafiques (jusqu'à 10%). Les fragments de roches granitiques demeurent toutefois la lithologie dominante. Au microscope, la matrice du conglomérat SV-5 est un wacke lithique dont la fraction de la taille des argiles est composée de quartz et d'une forte proportion (parfois 70-75%) de séricite. La matrice du conglomérat contient également de 10 à 40% de grains de la taille des silts et des sables, principalement du quartz et du feldspath parfois fortement altéré de forme anguleuse à sub-arrondie ainsi que des fragments lithiques principalement de roche magmatique (granites, volcanites felsiques à mafiques), mais également quelques fragments de chert. Nous retrouvons également des fragments terrigènes de wacke (figure 3.14 A et B), une observation concordante avec le fait que des horizons de grès et siltstone verdâtre, formant localement des brèches intraformationnelles à « slumps » (figure 3.15 A et B) sont interstratifiés avec le conglomérat.

Tout comme les autres horizons conglomératiques observés au sein du Groupe de Magog, le conglomérat sommital contient généralement une forte proportion de matrice de la taille des argiles. Nous y retrouvons également un nombre important de grains de feldspath automorphes à sub-automorphes ainsi que des grains anguleux à sub-anguleux. Ces éléments témoignent d'une faible maturité de la matrice du conglomérat et donc d'une distance de transport probablement relativement limitée (Boggs, 2012).

3.1.2 Formation de Lac Aylmer

La base de la Formation de Lac Aylmer est caractérisée par des unités chaotiques, notamment un horizon-repère de conglomérat. Ces unités sont recouvertes de sédiments carbonatés soulignant une phase transgressive qui passe ensuite à des unités dolomitiques et des calcaires typiques d'un environnement lagunaire et de plate-forme continentale, le tout recouvert de siltstones témoignant d'un approfondissement du milieu de déposition (Bardoux, 1993).

Conglomérat de l'unité LA-1 : Il s'agit du conglomérat situé à la base de la Formation de Lac Aylmer. Il forme un horizon repère relativement continu au nord-est des monts Stoke. Ce conglomérat est particulièrement bien exposé dans le secteur du lac d'Argent. Il s'agit d'un conglomérat polygénique contenant jusqu'à 50 à 65% de clastes de composition variée, sub-arrondis à arrondis, localement sub-anguleux, et atteignant parfois plusieurs décimètres de diamètre. Les fragments de roches volcaniques felsiques sont généralement gris bleuté et aphanitiques avec une patine d'altération de surface blanche (20 à 30% des clastes). Ces fragments sont particulièrement faciles à identifier parce qu'ils contiennent souvent de 5 à 10% de phénocristaux de quartz. On retrouve également des fragments de roches volcanoclastiques felsiques (15 à 20%) contenant parfois des cristaux de quartz et parfois des lappilis felsiques. Ces fragments possèdent une matrice aphanitique jaunâtre et font rarement plus de 5cm de diamètre, bien que quelques-uns décimétriques aient été identifiés. Ces volcanoclastites felsiques ont été observées à l'affleurement à l'extrémité nord-est du Domaine de Stoke. Contrairement aux autres fragments observés dans les conglomérats du Groupe de Magog, ces fragments de roches volcanoclastiques sont

faiblement à modérément foliés. Il n'a cependant pas été possible de déterminer avec précision si cette foliation est antérieure à la déformation régionale, car dans tous les cas nous, n'avons pas été en mesure de déceler une angularité entre la foliation des blocs et la foliation régionale visible dans la matrice. Les fragments de granitoïdes constituent la lithologie dominante (50 à 60%). On retrouve des fragments de roches granitiques de la taille des graviers jusqu'à celle de blocs de près de 1 mètre de diamètre (figure 2.15). Ils sont essentiellement constitués de quartz, feldspaths potassiques et plagioclases, alors que certains clastes s'apparentent davantage à des diorites avec quartz, feldspath plagioclases et amphiboles. Nous avons localement observé des fragments de roches sédimentaires (jusqu'à 10%) dans ce conglomérat, fragments d'origine terrigène généralement arrondis à subarrondis. En outre, on observe quelques affleurements de brèches intraformationnelles à fragments anguleux à sub-anguleux essentiellement de siltstones, notamment près de la carrière de la municipalité de Lime Ridge (figure 3.16).

Le conglomérat de l'unité LA-1 est parfois à clastes jointif, mais généralement supporté par la matrice. Cette matrice est un wacke quartzo-feldspathique dolomitique qui montre une couleur jaune-verdâtre caractéristique de cette unité et qui la distingue des conglomérats du Groupe de Magog. Au microscope, la fraction fine (jusqu'à 60%) est de la taille des argiles et est essentiellement composée de quartz, séricite et de carbonates (calcite et dolomite; figure 3.17). La séricite constitue de 10 à 30% de cette matrice. Les carbonates sont généralement plus abondants que le quartz par 15-20%. Ces carbonates sont fréquemment recristallisés et viennent généralement combler la porosité primaire de la matrice et des fragments lithiques. Les grains de la taille des sables sont constitués de quartz, de feldspath et de fragments de roche. Les grains sont anguleux à sub-arrondis. Les grains de quartz ne sont pas altérés alors que les grains de feldspath sont généralement modérément à fortement altérés en séricite ou en minéraux de la famille des argiles. Les fragments lithiques sont d'origine volcanique, plutonique ou sédimentaire. On observe également, comme dans les conglomérats du Magog, des grains de quartz montrant une texture de résorption caractéristique de roches volcaniques felsiques (figure 3.18). On observe aussi des fragments de roches intermédiaires composées de cristaux de feldspaths potassiques automorphes, de feldspaths plagioclases aciculaires ou en lattes, et de cristaux de quartz (figure 3.19).



Figure 3.13 : Affleurement type du niveau conglomératique SV-5 au sommet de la stratigraphie du Groupe de Magog.

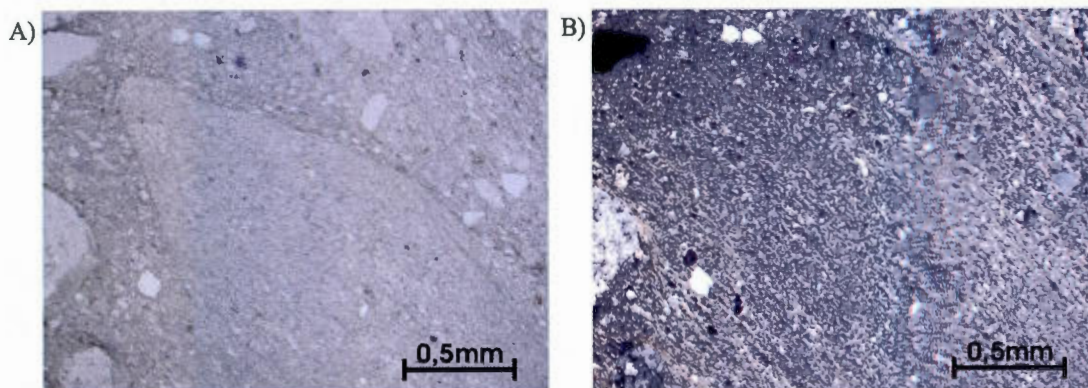


Figure 3.14 : Fragment lithique de wacke dont la composition est très semblable à la matrice qui l'entoure. A) Vue en LTPNA où l'on voit très bien le contour du grain. B) Vue en LTPA où les limites du grain sont presque inexistantes en raison de la ressemblance de la composition avec la matrice.

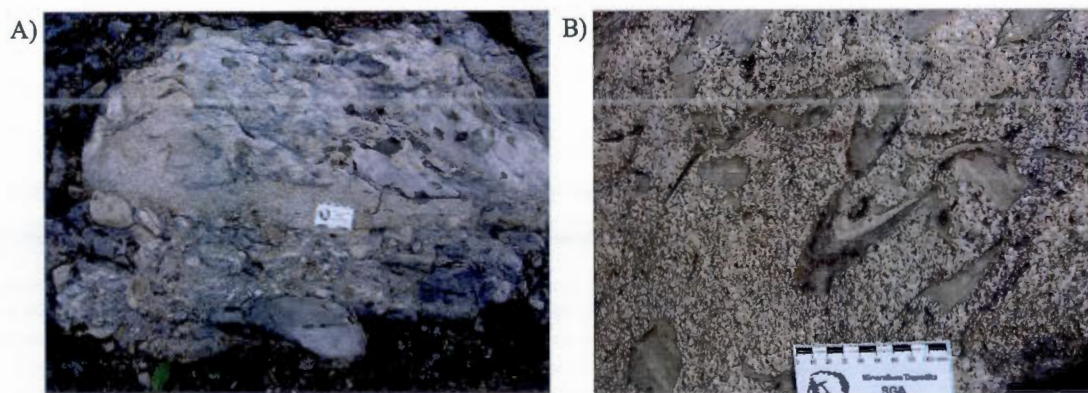


Figure 3.15 : Brèche intraformationnelle incluse dans un niveau conglomératique de l'unité SV-5. A) Vue générale montrant de nombreux fragments sédimentaires formés par des siltstones et/ou grès fins. B) Vue rapproché de fragments sédimentaires en « slumps ».



Figure 3.16 : Brèches intraformationnelle. Unité LA-1.

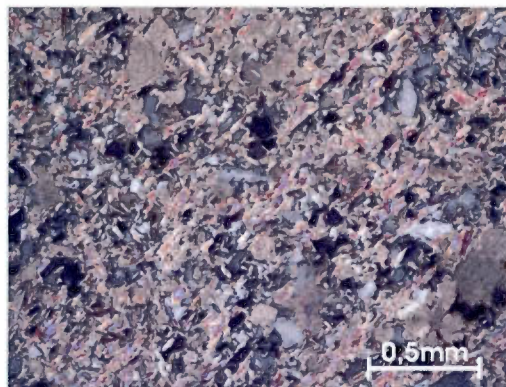


Figure 3.17 : Vue microscopique (LTPA) de la matrice du conglomérat de l'unité LA-1 formé de quartz, séricite et carbonates.

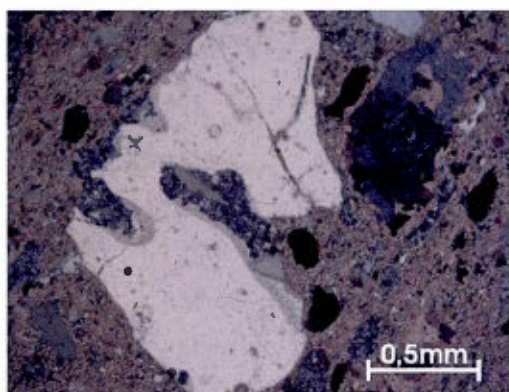


Figure 3.18 : Cristal de quartz présentant une texture de résorption. Quartz microcristallin recrystallisé dans les zones dissoutes. Conglomérat LA-1 (LTPA).

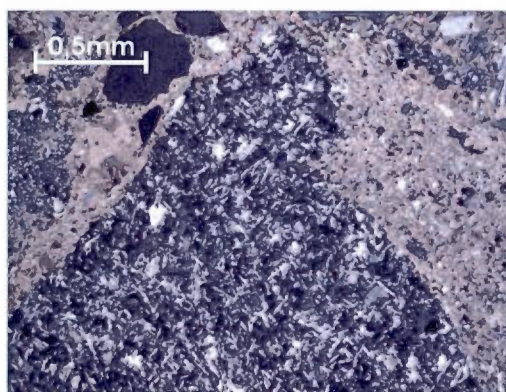


Figure 3.19 : Fragment subangulaire de roche volcanique intermédiaire formé de quartz et feldspaths allongés. Conglomérat LA-1 (LTPA).

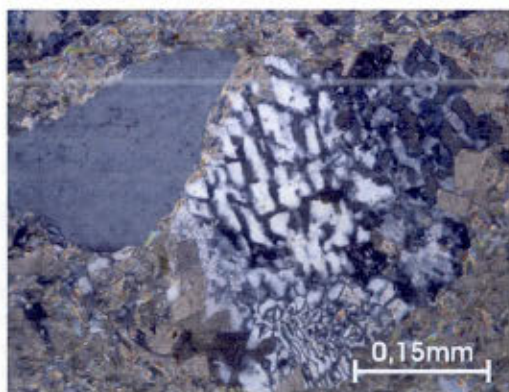


Figure 3.20 : Texture micrographique d'un grain lithique de granite dans la matrice du conglomérat de l'unité LA-1 (LTPA).

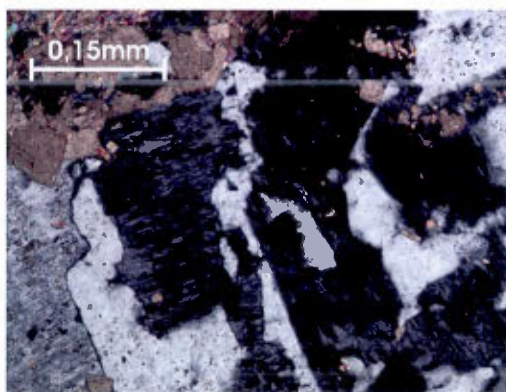


Figure 3.21 : Texture microperthitique de cristaux de feldspath dans des grains lithiques de granite. Conglomérat LA-1 (LTPA).

Les fragments de roche sédimentaire sont le plus souvent des clastes de wacke ou de siltstone. Les fragments lithiques sont néanmoins dominés par des grains granitiques reconnaissables grâce à leur granulométrie grossière composée de quartz et de feldspath. Nous remarquons également des textures typiques des roches granitiques, par exemple des grains montrant des textures micrographiques (figure 3.20) et micropertitiques (figure 3.21). Ce conglomérat se distingue également par l'absence de fragments ou de grains riches en chlorite. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que ce conglomérat n'a reçu que peu ou pas de contribution de matériel volcanique mafique. Par ailleurs, nous n'avons pas identifié de clastes mafiques sur les affleurements caractéristiques de ce conglomérat.

La forte proportion de matrice de la taille des argiles ainsi que la présence de nombreux grains de feldspath automorphes à sub-automorphes au sein de la matrice du conglomérat de base de la Formation de Lac Aylmer nous indique que le conglomérat est relativement immature, et donc que la distance de transport du matériel est plutôt limitée (Boggs, 2012).

3.1.3 Sommaire :

Quatre niveaux stratigraphiques de conglomérats présents dans la région des monts Stoke ont fait l'objet d'une étude pétrographique. Parmi ces niveaux de conglomérats, trois appartiennent au Groupe de Magog, et un autre se trouve à la base de la Formation de Lac Aylmer. Un cinquième horizon conglomératique a été identifié au sein de la Formation de Lac Aylmer (LA-4b), mais, en raison de l'hétérogénéité de son contenu fragmentaire et de la composition de sa matrice, nous avons préféré l'exclure de notre analyse détaillée.

Les principaux points communs de ces conglomérats sont une importante proportion de fraction fine (de la taille des argiles) de leur matrice et une importante quantité de feldspaths détritiques, deux paramètres témoignant du caractère immature de ces dépôts qui ont probablement été mis en place dans un environnement relativement proximal par rapport à la source principale du matériel qui les compose. Il s'agit d'une conclusion cohérente avec l'hypothèse selon laquelle le Complexe d'Ascot, plus précisément le domaine de Stoke,

représente la principale source. Cette hypothèse est aussi appuyée par la nature des clastes présents dans les différents niveaux de conglomérat. En effet, les horizons conglomératiques sont essentiellement constitués de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques, parfois mafiques, et de roches plutoniques granitiques qui correspondent presque parfaitement aux lithologies du Complexe d'Ascot tel qu'affleurant dans les monts Stoke. Un autre élément commun aux trois conglomérats les plus élevés dans la stratigraphie (deux dans le Groupe de Magog et un dans la Formation de Lac Aylmer), est la présence de brèches intraformationnelles. Ces brèches, souvent accompagnées de « slumps », sont dues à l'arrachement, par des coulées de débris, d'horizons de siltstones et grès fins non-consolidés déposés lors d'épisodes de sédimentation en régime moins chaotique. Ces coulées de débris ont mené à la formation des différents horizons conglomératiques observables dans le bassin. Ce type d'environnement caractérisé par des épisodes moins chaotiques accompagnés du dépôt de matériel plus fin, interrompus par des épisodes de déstabilisations ponctuelles et de coulées de débris, peut être associé à un environnement tectoniquement actif ou d'arc volcanique tel que celui formant le Complexe d'Ascot.

Bien que ces horizons de conglomérat soient très semblables, ils montrent aussi certaines différences; (1) le conglomérat de la Formation de Lac Aylmer se distingue des autres par la présence de fragments de roches volcanoclastiques foliés et une matrice jaunâtre contenant une proportion relativement importante de ciment carbonaté, et (2) il semble y avoir une «évolution» dans la nature et la proportion des clastes des différentes lithologies. En effet, le conglomérat SV-1 contient une majorité de clastes de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques avec des proportions généralement faibles de clastes de granitoïdes et de chert alors que le contenu fragmentaire des autres conglomérats est dominé par des clastes de roches granitiques, avec, accessoirement, des clastes de roches volcaniques felsiques et mafiques. La stratigraphie proposée pour les roches du Complexe d'Ascot (Figure 2.14) suggère que le sommet serait constitué par des séries volcaniques felsiques surmontant des roches volcaniques mafiques, le tout recoupé par un granite syn-volcanique en profondeur (voir Chapitre II : Géologie régionale). Conséquemment, les variations lithologiques des clastes des différents horizons conglomératiques pourraient représenter différents niveaux d'érosion au sein des unités du Complexe d'Ascot de la région des monts

Stokes; le conglomérat de base représentant un niveau d'érosion «superficiel» alors que les niveaux conglomératiques stratigraphiquement plus haut témoigneraient d'une érosion plus profonde au cœur de l'Ascot. Cette observation vient corroborer l'hypothèse émise selon laquelle les unités magmatiques du Complexe d'Ascot, plus précisément le Domaine de Stoke, correspondent à la source du matériel détritique dans la région à l'étude.

3.2 Caractérisation lithogéochimique

La section suivante s'appuie sur les travaux de Tremblay (1989) et de Tremblay et al. (1989b et 1994) ayant établi une base de données lithogéochimiques des différents faciès de roches ignées du Complexe d'Ascot. Nous allons tenter ici de corréler les caractéristiques géochimiques de certaines lithologies du Complexe d'Ascot avec celles de fragments de roches ignées prélevés dans les différents horizons conglomératiques décrits ci-dessus.

3.2.1 Méthodologie :

Dans le cadre de ce travail de maîtrise, les échantillons retenus pour analyse géochimique correspondent à des fragments de roches volcaniques felsiques et de différents types de granitoïdes caractérisant les conglomérats. Pour chacune de ces unités conglomératiques, nous avons échantillonné un ou deux fragments du plus grand nombre possible de lithologies distinctes. Ces fragments se devaient évidemment d'être d'une taille suffisamment importante pour fournir assez de matériel pour les analyses, même après qu'on ait retiré la couche d'altération de surface pouvant nuire à la validité des résultats. Afin de réduire les incertitudes quant à la remobilisation de certains éléments, des échantillons ne présentant idéalement aucune trace d'altération (c.-à-d. carbonatisation) ont été sélectionnés. La quantité totale d'échantillons analysés a été de 15, répartis comme suit : 6 échantillons de granitoïde, 8 de roches volcaniques felsiques et 1 échantillon du tuf felsique affleurant avec le conglomérat situé à la base du Groupe de Magog, ce dernier échantillon ayant été recueilli afin d'en comparer la composition avec celle de tuf semblable affleurant dans le Complexe d'Ascot. Il n'a pas été possible d'inclure d'échantillons de clastes de roches volcaniques mafiques, car ceux-ci étaient généralement beaucoup trop petits pour être échantillonnés, en

plus d'être fortement carbonatisés dans la majorité des cas, ce qui aurait compromis les résultats. Chaque échantillon a ensuite été séparé en deux sections; une pour analyse, l'autre conservée à titre de témoin pour observation macroscopique. Les échantillons ont été analysés par ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) pour les éléments majeurs et les éléments traces et ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) pour les terres rares (TR) ainsi que certains éléments en traces. Les analyses ont été effectuées par les Laboratoires de Services Communs du Centre Eau Terre Environnement de l'INRS (Institut National de la Recherche Scientifique) situé dans la ville de Québec. Lorsque certains éléments traces ont été à la fois mesurés par les méthodes de l'ICP-AES et de l'ICP-MS, nous avons décidé de conserver les valeurs obtenues à l'aide de l'ICP-MS, car dans tous les cas les valeurs de l'incertitude sur les mesures sont inférieures en utilisant cette méthode. Les résultats d'analyse sont présentés en appendice I.

Ces résultats d'analyse ont été comparés avec des données provenant de différentes études géochimiques antérieures. L'élaboration de la base de données géochimique des travaux antérieurs a été effectuée par Daniel Boudreau, étudiant au Baccalauréat en Sciences de la Terre et de l'Atmosphère à l'UQAM. Cette compilation contient l'ensemble des valeurs lithogéochimiques publiées pour les roches du Complexe d'Ascot à ce jour. Toutefois, certaines études ne contiennent que peu d'éléments analysés, parfois même seulement les éléments majeurs. De plus, il n'a pas été possible de vérifier rigoureusement les descriptions lithologiques ainsi que la localisation des analyses compilées. Par conséquent, la décision fut prise que seules les données de certains documents soient conservées pour les comparaisons avec les valeurs du présent travail. Enfin, les analyses ont été traitées à l'aide du logiciel de lithogéochimie « Lithomodeleur 2,03 » gracieusement fourni par le Consortium de Recherche en Exploration Minérale (CONSOREM).

3.2.2 Géochimie des fragments de granitoïdes

Nous avons échantillonné trois unités de conglomérat pour les fragments de granitoïde, soit les unités SV-3, SV-5 et LA-1, les fragments de granitoïdes du conglomérat SV-1 étant généralement trop petits et impossibles à échantillonner convenablement avec les

outils dont nous disposions. Notre échantillonnage a tout de même permis de recueillir six (6) échantillons de granitoïdes provenant de trois niveaux stratigraphiques distincts. Les données obtenues peuvent être comparées à celles d'autres travaux présentant des analyses géochimiques de roches granitiques dans cette région ou les régions adjacentes (Tremblay et al., 1994; De Römer, 1985; Tremblay, 1989; Labbé, 1991; Bardoux, 1993). Tremblay et al. (1994) présentent également des résultats d'analyse pour des échantillons de fragments granitiques provenant de l'extension stratigraphique de notre unité SV-3 dans la région de Sherbrooke.

En premier lieu, le calcul de l'indice d'altération chimique (IAC) des échantillons de granite provenant des conglomérats permettra de vérifier l'impact de l'altération sur les éléments majeurs. La formule permettant de calculer l'IAC est :

$$IAC = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*} \right) \times 100$$

où CaO^* représente le contenu en CaO dans les silicates et exclu celui des carbonates (Bahlburg et Dobrzinski, 2009). Les roches peuvent être considérées comme fraîches si leur IAC se trouve en dessous de 50, alors qu'une valeur de 100 indique qu'une roche est totalement altérée (Price et Velbel, 2003). Les intervalles de 50 à 65, 65 à 85 et 85 à 100 représentent respectivement les champs des altérations faible, moyenne et forte (Shao et al., 2012). Les résultats d'IAC obtenus pour les échantillons de granite provenant des niveaux de conglomérat varient entre 59,12 et 67,79 ce qui les classe essentiellement dans le champ des roches faiblement altérées (un seul échantillon dans la partie inférieure du champ des roches moyennement altérées). On peut conséquemment considérer que l'effet de l'altération sur les éléments majeurs fut relativement limité. Selon les résultats d'IAC obtenus, les variations éventuelles des analyses d'éléments majeurs des fragments de granite ne seraient pas essentiellement causées par l'effet de l'altération.

Bien que chaque auteur ait décrit leur série d'échantillons comme des granitoïdes provenant des domaines de Stoke ou de Weedon, il est important de vérifier que nous comparons bien des lithologies similaires. Ainsi, la figure 3.22 illustre la composition de

l'ensemble des échantillons dans un diagramme mettant en relation les pourcentages en SiO_2 et en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985). On remarque que tous les échantillons se situent dans les champs des roches granitiques, principalement dans celui des granites, parfois des granodiorites et monzonites à quartz. Un tel diagramme ne tient évidemment pas compte de possibles incertitudes reliées à l'altération ou au lessivage de ces éléments. Sur un diagramme AFM (figure 3.23), on remarque aussi une nette tendance de l'ensemble de ces résultats à occuper le champ des roches calco-alkalines de Irvine et Baragar (1971). Sur ce diagramme, les résultats des analyses réalisées dans le cadre de nos travaux suggèrent qu'il existe possiblement des variations compositionnelles entre les différents conglomérats. En effet, les clastes granitiques de l'unité SV-5 montrent une nette tendance vers le pôle alcalin, ceux de l'unité SV-3 étant plutôt situés vers le pôle FeOT alors que ceux du conglomérat LA-1 semblent de composition intermédiaire entre les deux précédents, bien que les variations compositionnelles des fragments SV-3 ne semblent pas confirmer par les valeurs mesurées par Tremblay et al. (1994). On peut toutefois considérer que les intrusifs des domaines de Stoke et de Weedon correspondent à des granitoïdes faisant partie de la séquence calco-alkaline. La figure 3.24 présente un graphique des indices peralumineux et peralcalin de Frost et al. (2001) dans lequel la majorité des échantillons de granitoïde sont de composition peralumineuse sub-alkaline, tel que spécifié par Tremblay et al. (1994) bien que, selon ces derniers, la mobilisation secondaire des éléments alcalins exagère le caractère peralumineux des échantillons, (suggéré par le vaste étalement de ses valeurs de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}-1,67\text{P}_2\text{O}_5+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$). Ces auteurs considèrent néanmoins que ces roches sont des granitoïdes de type-S issus de la fusion partielle de matériel sédimentaire (Chappel et White 1974 et 2001; Frost et al., 2001). On remarque cependant, sur la figure 3.24, que certains échantillons prélevés au sein des conglomérats de la région des monts Stoke possèdent des valeurs qui sont très près et même dans la zone des granites métalumineux; un type de granitoïdes correspondant davantage à des type-I dont l'origine est plutôt attribuée à la fusion partielle de roches ignées mafiques à intermédiaires, par exemple, dans un contexte de subduction (Frost et al., 2001). De telles variations pourraient être expliquées par plusieurs hypothèses, (1) elles pourraient être le résultat d'une altération secondaire ayant affecté les rapports entre Al_2O_3 et les éléments alcalins, ou (2) le granite des monts Stoke, la source présumée des clastes granitiques dans les conglomérats, pourrait être constitué de plusieurs

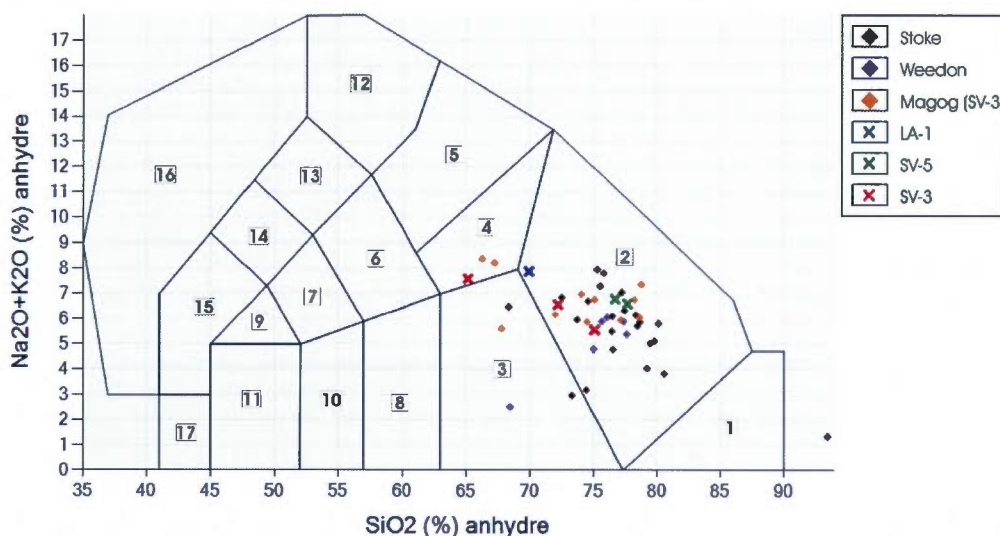


Figure 3.22 : Disposition des échantillons de granitoïdes du Complexe d'Ascot et des conglomérats du bassin sédimentaire sur un diagramme pétrographique $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 . 1) Quartzolite; 2) Granite; 3) Granodiorite; 4) Monzonite à quartz; 5) Syénite; 6) Monzonite; 7) Monzodiorite; 8) Diorite; 9) Monzogabbro; 10) Diorite-Gabbro; 11) Gabbro; 12) Syénique foïdique; 13) Monzosyénite foïdique; 14) Monzogabbro foïdique; 15) Gabbro foïdique; 16) Foïdolite; 17) Péridotite. La légende indique le domaine igné du Complexe d'Ascot ou le niveau de conglomérat duquel proviennent les échantillons. Magog (SV-3) fait référence aux fragments de granitoïde échantillonnés dans l'extension du conglomérat SV-3 par Tremblay et al. (1994) dans la région de Sherbrooke. Modifié de Middlemost (1985).

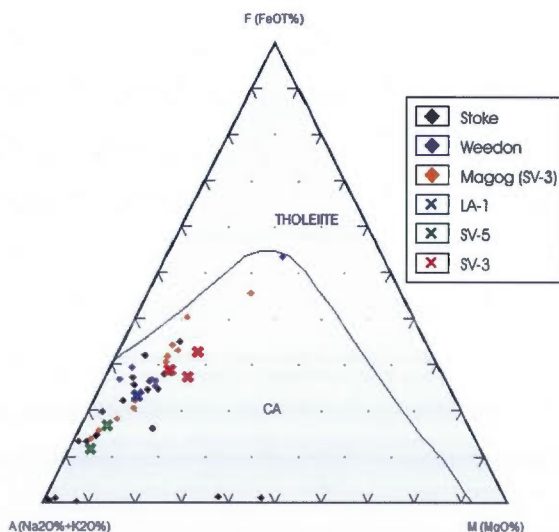


Figure 3.23 : Diagramme AFM pour les granites du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Modifié de Irvine et Baragar (1971).

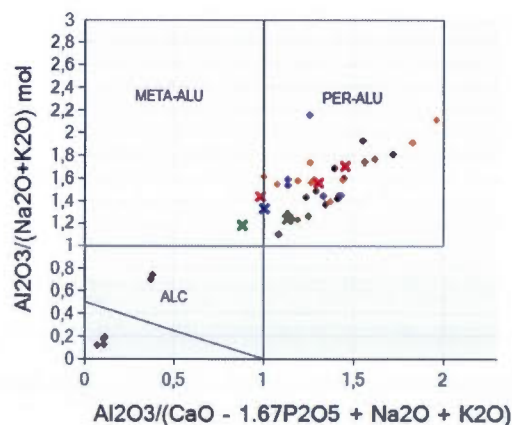


Figure 3.24 : Diagramme des indices peralumineux et peralcalins pour les granites du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérats. Mêmes symboles que la figure 3.23. Modifié de Frost et al. (2001).

pulsations magmatiques distinctes. Tremblay et al. (1994) ont d'ailleurs proposé que le granite des monts Stoke proviendrait du recyclage de matériel continental précambrien, très probablement apparenté au socle grenvillien. Il se pourrait donc que certaines pulsations magmatiques aient incorporé du matériel mantellique ou encore de la croûte océanique structuralement sous-jacente, ce qui aurait contribué à la signature métalumineuse de certains de nos échantillons de granitoïdes.

L'étude des résultats d'analyse en éléments-traces et de terres-rares permet également de comparer les roches granitiques du Complexe d'Ascot et les clastes granitiques des différentes unités conglomératiques. La figure 3.25 montre la composition de ces granitoïdes dans un diagramme Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1994). On note que l'ensemble des échantillons occupe le champ des granites d'arc volcanique (VAG), ce qui est cohérent avec l'interprétation selon laquelle le Complexe d'Ascot représente les vestiges d'un arc volcanique ordovicien. Il faut cependant souligner que le Rb est un élément mobile sensible à l'altération et au métamorphisme ce qui pourrait avoir un impact sur les résultats présentés. Le diagramme Th/Ta vs Ta/Yb (figure 3.26) permet de déterminer avec plus de confiance l'environnement tectonique auquel appartiennent les granitoïdes analysés, car il tient compte d'éléments moins sensibles aux altérations (Schandl et Gorton, 2002). Sur ce diagramme, la majorité des échantillons occupent le champ des granitoïdes issus d'un environnement d'arc océanique (OC-ARC). Certains échantillons, mais uniquement ceux provenant du Complexe d'Ascot, occupent cependant le champ des granitoïdes de marge continentale active (ACM), une caractéristique probablement attribuable à la présence d'une composante continentale héritée dans le liquide magmatique d'origine (e.g. Tremblay et al. 1994).

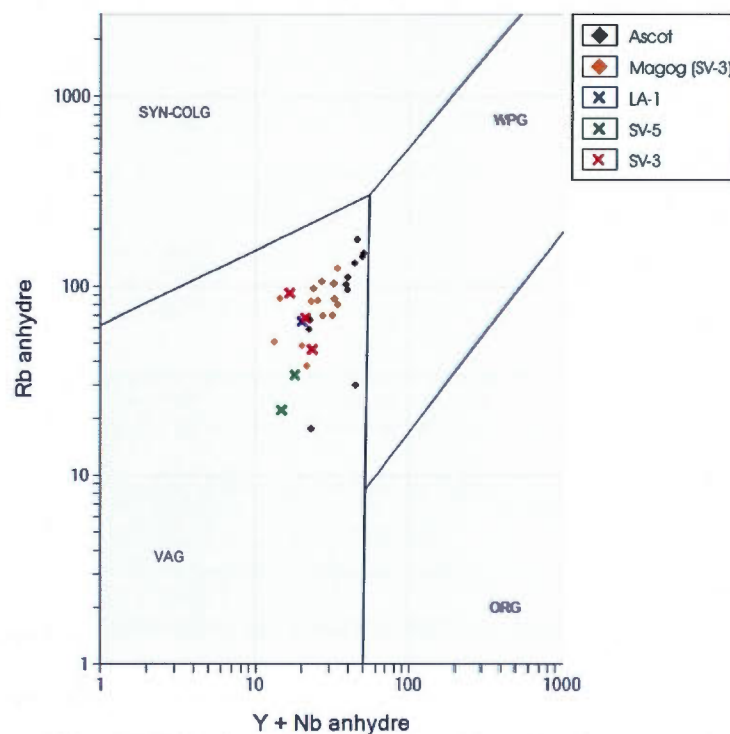


Figure 3.25 : Diagramme Rb vs Y+Nb indiquant le contexte tectonique de mise en place des granitoïdes du Complexe d'Ascot et des conglomérats du bassin sédimentaire. SYN-COLG : granite syn-collisionnel; WPG : granite intra-plaque; VAG : granite d'arc volcanique; ORG : granite de ride océanique. Modifié de Pearce et al. (1994).

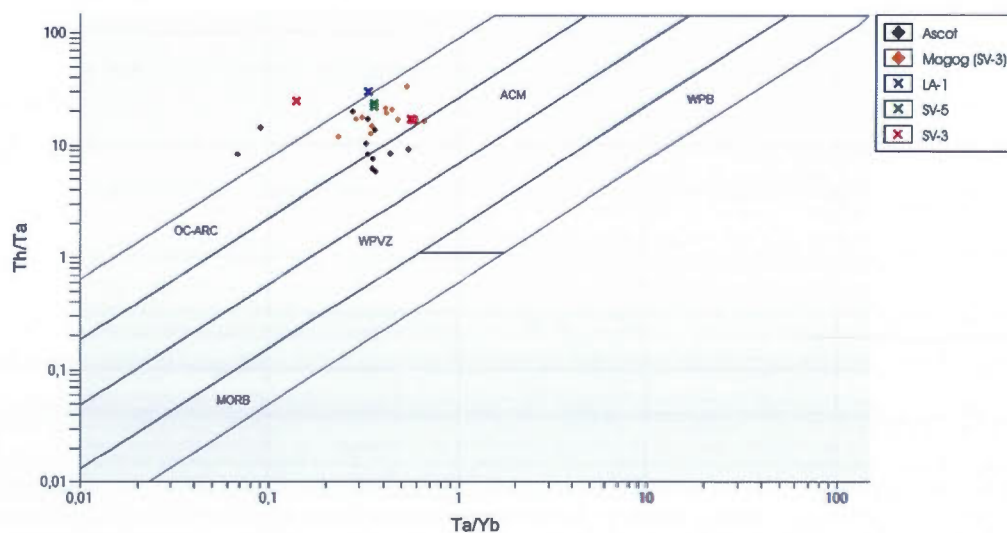


Figure 3.26 : Diagramme Th/Ta vs Ta/Yb indiquant le contexte tectonique de mise en place des granitoïdes du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérats. OC-ARC : arc océanique; ACM : marge continentale active; WPVZ : zone volcanique intra-plaque; MORB : ride océanique; WPB : volcanisme mafique intra-plaque. Modifié de Schandl et Gorton (2002).

Le diagramme arachnide de la figure 3.27, représentant les éléments de terres-rares (TR) normalisés aux chondrites (teneurs tirées de Palme et O'Neil, 2004) montre que les clastes granitiques des conglomérats sont enrichis en TR légères ($[La/Sm]_N = 5,9 \pm 2,6$) alors que la distribution des TR lourdes indique que celles-ci sont pratiquement non-fractionnées ($[Tb/Yb]_N = 1,23 \pm 0,41$), bien qu'un léger enrichissement en TR lourde soit visible pour les échantillons du conglomérat SV-5. Tremblay et al. (1994) indiquent des observations très semblables pour la région de Sherbrooke; $[La/Sm]_N = 5,2 \pm 1,3$ pour les granites de l'Ascot et $[La/Sm]_N = 3,3 \pm 0,9$ pour les granites des conglomérats du Groupe Magog, et $[Tb/Yb]_N = 1,4 \pm 0,5$ pour les granites de l'Ascot et $[Tb/Yb]_N = 1,2 \pm 0,3$ pour les granites des conglomérats du Groupe Magog; des caractéristiques observées dans des granites anatectiques peralumineux dérivés de la fusion partielle de matériel continental (Tremblay et al. 1994). La présence systématique d'une anomalie négative en Eu (figure 3.27) suggère également que ces granitoïdes sont issus de la fusion partielle d'une roche à plagioclases restés en résidu solide dans la plaque subductée ou encore du fractionnement des plagioclases (Yan et al, 2008; Rollinson, 1993). Eu se retrouve effectivement fréquemment en substitution de Ca dans les plagioclases, causant ainsi une anomalie négative au sein des roches pour lesquelles les plagioclases n'ont pas été fusionnés ou précédemment fractionnés (Winter, 2001). D'autre part, le diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995; figure 3.28) montre un appauvrissement en Ti, Ta, Nb et V, alors que les TR légères et le Th sont enrichis; des résultats conformes aux valeurs livrées par des roches volcaniques et plutoniques modernes issues d'un environnement de subduction (Tremblay et al., 1994; Briquieu et al., 1984). Effectivement, les TR légères et le Th sont des éléments à haut potentiel ionique (high field strength elements - HFSE), généralement incompatibles, et par conséquent, se retrouvent préférentiellement (enrichis) dans le liquide au moment de la fusion partielle (Winter, 2001). D'après Briquieu et al. (1984), les anomalies de Ti et de V sont causées par le fractionnement de minéraux métalliques (magnétite, ilménite) au cours de la cristallisation alors que les anomalies en Nb et Ta constituent une signature de processus de subduction. On remarque également un enrichissement en éléments à large rayon ionique (E.L.R.I.), tels que K, Rb et Ba. Bien qu'il s'agisse d'éléments très mobiles, l'absence de variations significatives de la teneur de ces éléments pour les fragments de granitoïde des conglomérats suggère que l'altération à la source, la diagenèse et le

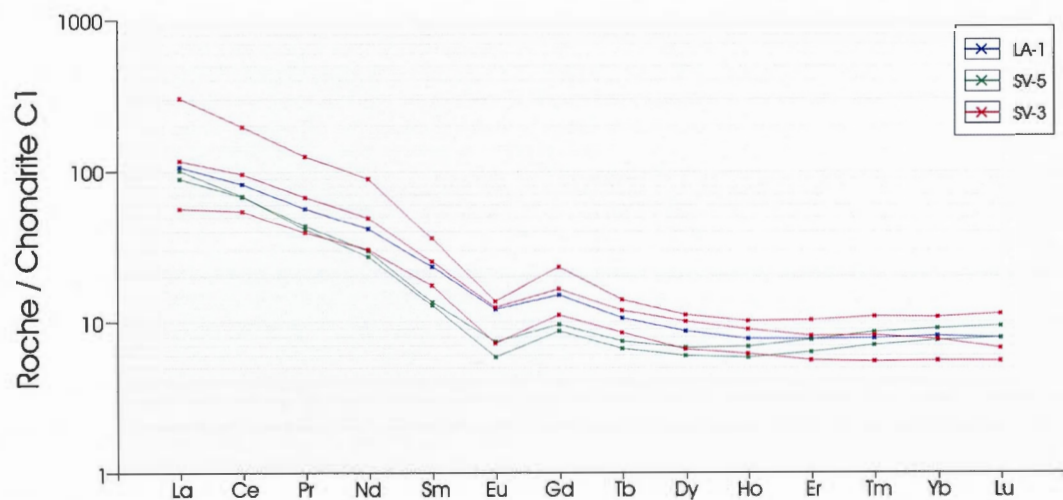


Figure 3.27 : Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat.

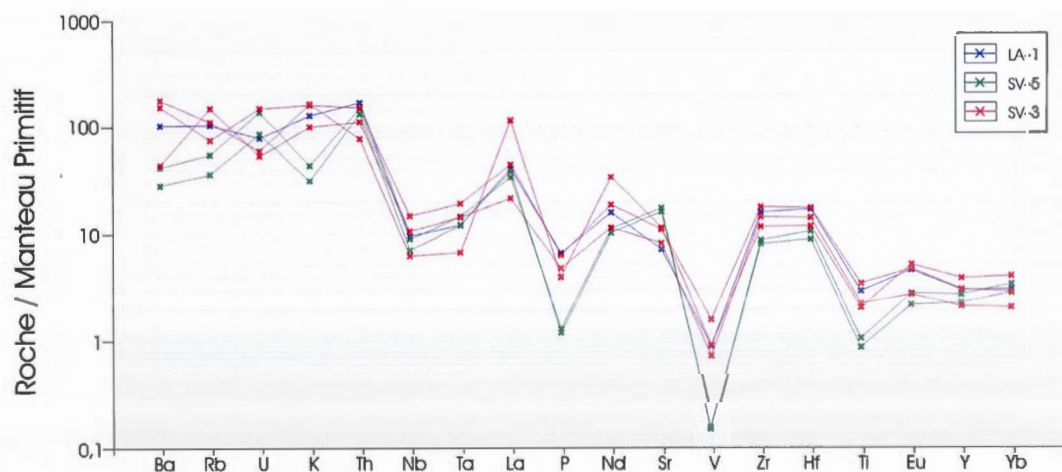


Figure 3.28 : Diagramme arachnide multi-élémentaire normalisé au manteau primitif pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat.

métamorphisme n'aurait eu qu'un impact mineur en termes de remobilisation (Rollinson, 1993). Hébert et Labbé (1997) mentionnent que l'enrichissement de ces éléments implique soit une fusion de matériel sédimentaire ou felsique (croûte continentale) ou encore un fluide métasomatique enrichi en E.L.R.I en contexte de zone de subduction. Hébert et Labbé (1997) spécifient également que ce genre de profil est incompatible avec les roches felsiques de milieu océanique, étayant ainsi l'hypothèse de l'arc volcanique (Wood et al., 1979).

Afin de déterminer si la source des clastes granitiques dans les horizons conglomératiques est bel et bien représentée par le Complexe d'Ascot, plus précisément les roches du Domaine de Stoke, la figure 3.29 présente les spectres de TR des fragments de granitoïdes et ceux des granitoïdes prélevés dans le Domaine de Stoke (Tremblay et al., 1994). Les profils de TR de ces roches sont semblables, mais on remarque que le granite du Complexe d'Ascot possède une plus grande abondance absolue en TR moyennes et lourdes (Sm à Lu). Tremblay et al. (1994) ont également souligné d'autres variations significatives en TR et HFSE entre les granitoïdes du Complexe d'Ascot et ceux des conglomérats. Si on ajoute les données de notre étude à celles présentées par Tremblay et al. (1994) dans un diagramme La/Yb vs La (figure 3.30), on remarque que les échantillons de granitoïdes détritiques recueillis au cours de notre étude se comparent très bien à ceux des travaux de Tremblay et al. (1994). Sur la figure 3.30, les granites du Complexe d'Ascot se distribuent sur une droite de régression passant par l'origine possédant une pente d'environ 0,45 ($R^2=0,949$); il est à noter que cette ligne passe aussi par le champ des valeurs des volcanites felsiques du Complexe d'Ascot tel que défini par Tremblay (1989), celui-ci se trouvant sur la même droite, mais avec des teneurs en La et des rapports La/Yb plus faibles (voir Tremblay et al. 1994). Ceci suggère que les granitoïdes du Complexe d'Ascot sont génétiquement reliés aux roches volcaniques felsiques, ce qui est concordant avec l'hypothèse selon laquelle le granite est d'origine syn-volcanique (Tremblay, 1992a). Les teneurs des clastes de granitoïde des conglomérats sont toutefois visiblement plus dispersées. Il est tout de même possible de tracer une droite de régression qui représente bien les valeurs obtenues ($R^2=0.855$), cette droite est nettement plus inclinée que celle des granitoïdes de l'Ascot, avec une pente proche de 0.65. Il semble donc que les clastes granitiques des conglomérats soient enrichis en TR légères par rapport aux TR lourdes en comparaison avec l'intrusion syn-volcanique du

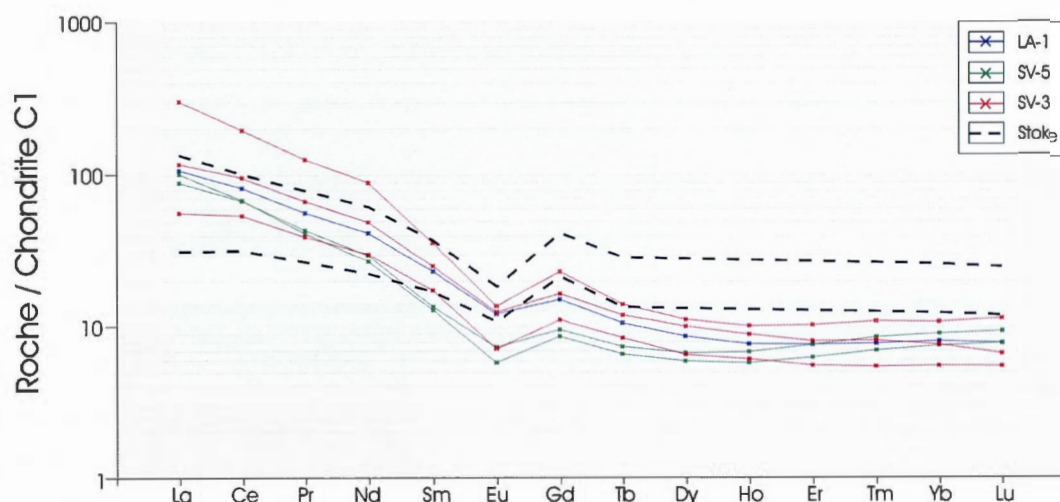


Figure 3.29 : Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de granitoïdes provenant des horizons de conglomérat. Les lignes tiretées correspondent à l'enveloppe des données des échantillons de granites prélevés dans l'intrusif du domaine de Stoke (Tremblay et al., 1994).

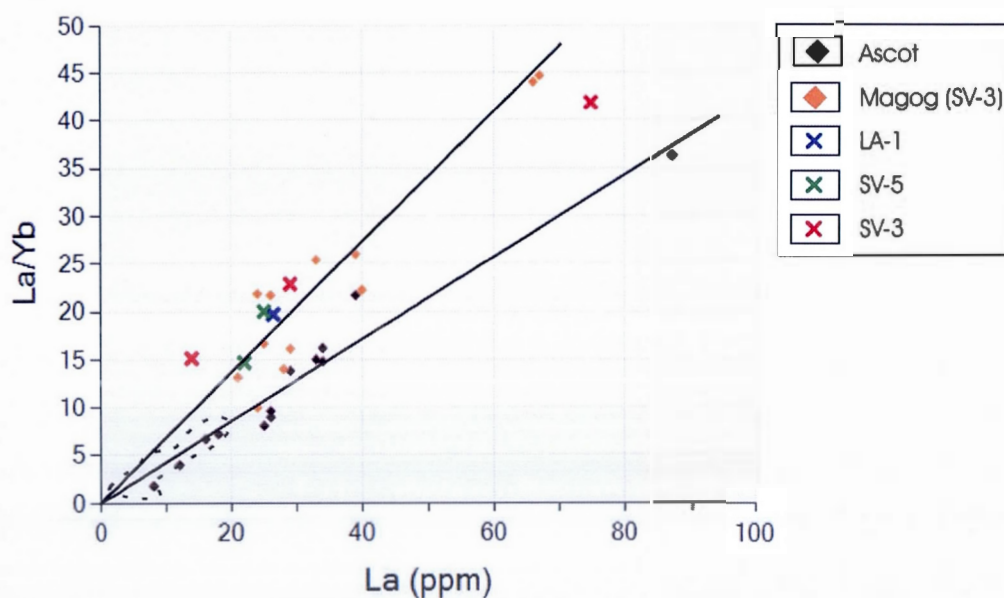


Figure 3.30 : Disposition des résultats sur un diagramme La/Yb vs La pour les granitoïdes provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Le domaine identifié en tireté correspond à l'enveloppe des valeurs pour les roches volcaniques felsiques de l'Ascot de Tremblay (1989).

Complexe d'Ascot. Le diagramme de Ta/Tb vs Ta (figure 3.31) illustre également les variations compositionnelles des granitoïdes du Complexe d'Ascot par rapport à ceux prélevés dans les conglomérats. Les granites du Complexe d'Ascot se distribuent sur une droite de régression passant par l'origine ($R^2=0,824$), recoupant le champ des roches volcaniques felsiques de l'Ascot défini par Tremblay (1989) qui possèdent ici des valeurs de Ta et un rapport Ta/Tb plus élevés que dans les granites. Pour les clastes granitiques, les résultats que nous avons obtenus sont tout à fait comparables à ceux de Tremblay et al. (1994), bien qu'ils forment un ensemble de points éparpillés dans le diagramme de la figure 3.31. Ils montrent une distribution plutôt verticale avec des teneurs en Ta relativement constantes pour des teneurs variables en Tb. Tremblay et al. (1994) ont souligné que les variations sur les clastes de granitoïdes ne peuvent pas être attribuées à la différenciation de liquides magmatiques génétiquement liés à l'intrusion granitique du Complexe d'Ascot, car dans un diagramme Ta/Tb vs Ta, les chemins de cristallisation fractionnée devraient en principe être subparallèles à l'abscisse, ce qui n'est évidemment pas le cas sur la figure 3.31. D'autre part, les variations de rapport Rb/Sr tendent aussi à appuyer l'hypothèse selon laquelle les clastes de granites ne sont pas issus d'un même magma que les granites de l'Ascot (Tremblay et al., 1994). En ce sens, les figures 3.32 A) et B) illustrent que les teneurs en Sr du granite du Complexe d'Ascot sont systématiquement inférieures à celles des clastes granitiques alors que les teneurs en Rb sont comparables, ce qui implique un rapport Rb/Sr inférieur pour les granites du Complexe d'Ascot. Le Sr et Rb sont des éléments très mobiles face à l'altération et au métamorphisme ce qui pourrait influencer les résultats obtenus et donc le niveau de confiance en ces résultats. Par contre, on remarque que les valeurs sont relativement bien regroupées. L'absence de variations significatives des résultats obtenus, que ce soit pour les granites du Complexe d'Ascot ou des conglomérats, tend à suggérer que l'altération aurait eu peu d'impact sur les résultats.

Les comparaisons lithogéochimiques effectuées sur les roches granitiques provenant du Complexe d'Ascot et les clastes de granitoïdes provenant de différents niveaux conglomératiques de la région d'étude montrent qu'il s'agit de roches calco-alcalines appartenant à une série de granites peralumineux à subalcalins s'apparentant à un granite de type-S. Les spectres de TR (figure 3.29) et multi-élémentaires (figure 3.28) montrent que ces

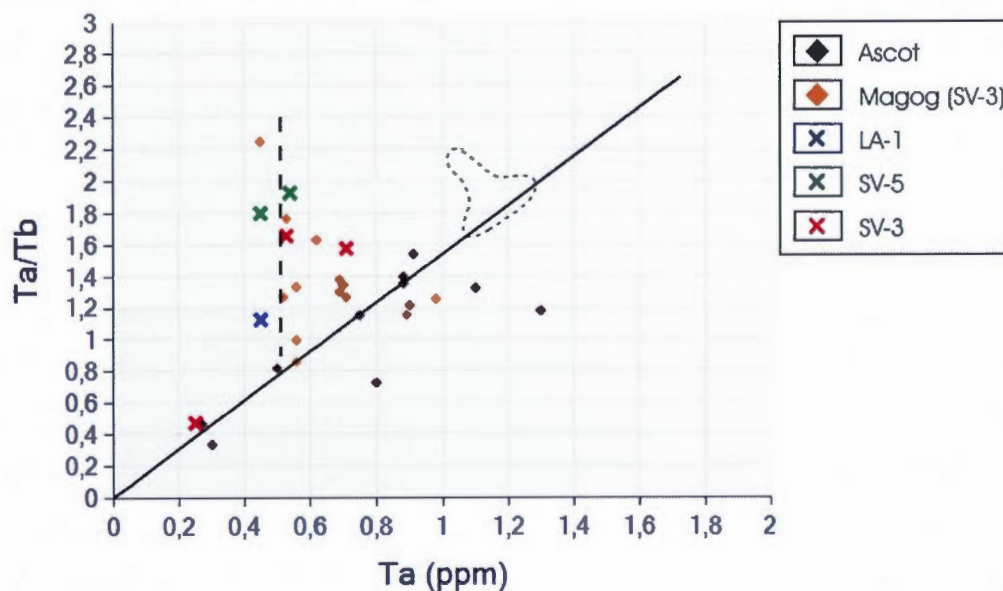


Figure 3.31 : Disposition des résultats sur un diagramme Ta/Tb vs Ta pour les granitoïdes provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Le domaine identifié en tireté correspond à l'enveloppe des valeurs pour les roches volcaniques felsiques de l'Ascot de Tremblay (1989).

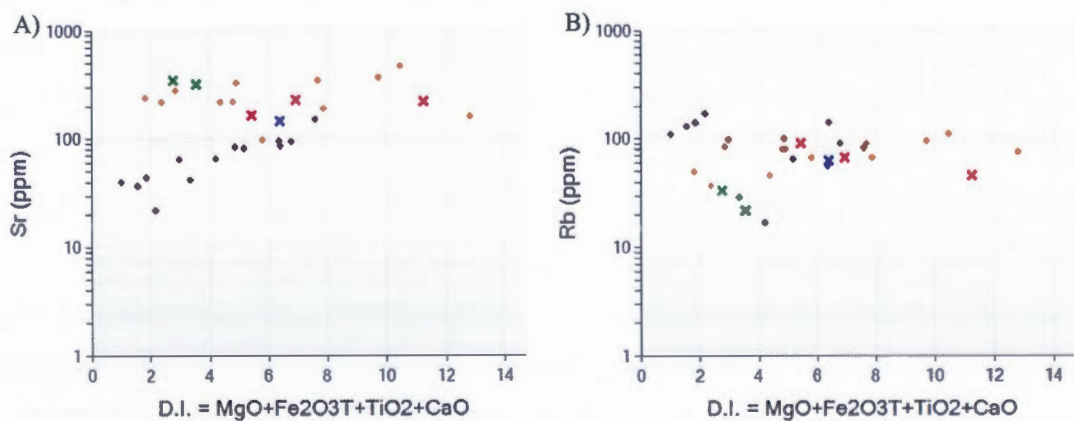


Figure 3.32 : Comparaison d'éléments en traces en fonction de l'indice de différenciation (D.I.). A) Strontium (Sr) et B) Rubidium (Rb). Même légende que la figure 3.31.

séries possèdent des caractéristiques géochimiques similaires. Cependant, certains résultats et rapports d'éléments en trace (La/Yb vs La et Ta/Tb vs Ta , Rb/Sr) suggèrent que les roches granitiques du Complexe d'Ascot et celles des conglomérats ne seraient pas directement liées génétiquement. On peut cependant émettre l'hypothèse que le granite syn-volcanique du Domaine de Stoke provient de plusieurs pulsations magmatiques dont les caractéristiques géochimiques auraient été variables dans le temps. Les clastes granitiques des conglomérats pourraient donc être issus de l'érosion de phases intrusives ayant été complètement érodées et distinctes des roches intrusives affleurant présentement au sein du Complexe d'Ascot. Nous avons aussi observé certaines variations compositionnelles entre les clastes granitiques des différents horizons stratigraphiques de conglomérat. Par exemple, les clastes des conglomérats montrent une distribution particulière sur un diagramme AFM (figure 3.23). Aussi, les clastes du conglomérat SV-5 montrent des spectres enrichis en TR lourdes par rapport aux autres lithologies, mais l'échantillonnage et les analyses effectuées dans le cadre de ce travail ne sont cependant pas suffisants pour distinguer géochimiquement plus clairement les clastes granitiques des différents horizons stratigraphiques de conglomérat.

3.2.3 Géochimie des fragments de roches volcaniques felsiques

Pour l'analyse des fragments de roches volcaniques felsiques, nous avons été en mesure de prélever des échantillons dans chacun des quatre conglomérats de notre étude; 9 échantillons ont été recueillis au total, soit deux échantillons par niveau conglomératique plus un échantillon de tuf felsique du Groupe de Magog près du contact avec le Complexe d'Ascot, sur le flanc nord-ouest des monts Stoke. Dans la section qui suit, la chimie de ces fragments de volcanites felsiques est comparée à celle de roches volcaniques felsiques prélevées dans le Complexe d'Ascot dans le cadre de différents travaux précédents (Tremblay, 1989; De Römer, 1985; Bardoux, 1993; Labbé, 1991; Hébert, 1997; Hynes, 1980). Ces compilations d'analyses géochimiques d'échantillons ont été classées en fonction du domaine échantillonné, soit ceux de Sherbrooke, Eustis, Stoke ou Weedon. Ainsi, il sera possible d'évaluer si les fragments échantillonnés dans les conglomérats possèdent des affinités géochimiques comparables à celles d'un ou plusieurs des domaines lithotectoniques du Complexe d'Ascot.

Tout comme pour les échantillons de granitoïdes, l'IAC des fragments de roches volcaniques felsiques provenant des niveaux de conglomérats et de l'échantillon de tuf felsique a été calculé. Tous les échantillons provenant des niveaux conglomératiques du Groupe de Magog (SV-1, SV-3 et SV-5) sont inclus dans le champ des roches faiblement altérées (53,95 à 62,15). Pour ce qui est des échantillons du conglomérat LA-1 (68,48 et 69,41) et du tuf felsique (73,40), ils se situent dans le champ de l'altération modérée. Par conséquent, nous considérons que les impacts de l'altération sur les éléments majeurs sont plutôt limités et qu'elle ne constitue probablement pas la cause des éventuelles variations au niveau des analyses d'éléments majeurs.

Les fragments de roches volcaniques felsiques échantillonnés ont une teneur variable en SiO_2 , bien que généralement élevée à modérée (entre 60 et 85%; appendice I, tableau 2). Ils sont également enrichis en alumine et en alcalis tout comme les volcanites felsiques du Complexe d'Ascot telles que décrites par Tremblay et al. (1989b). Sur un diagramme mettant en relation la teneur en SiO_2 et le rapport Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977; figure 3.33), on note que l'ensemble des échantillons (c.-à-d. fragments et volcanites felsiques de l'Ascot) se localise dans les champs des roches felsiques à intermédiaires, de composition rhyolitique à rhyo-dacitique. Les fragments des conglomérats du Groupe de Magog (SV-1, SV-3 et SV-5) sont cependant moins riches en SiO_2 que les roches volcaniques de l'Ascot (appendice I, tableau 2; figure 3.33). Cette différence de composition pourrait avoir été causée par l'altération ou le résultat d'une variation compositionnelle primaire. Sur le diagramme AFM de la figure 3.34, les échantillons occupent le champ des roches calco-alcalines de Irvine et Baragard (1971) avec des concentrations variables en $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. De façon générale, mises à part les variations de SiO_2 , les éléments majeurs indiquent que les fragments de roches volcaniques felsiques sont vraisemblablement d'une composition comparable à celles du Complexe d'Ascot.

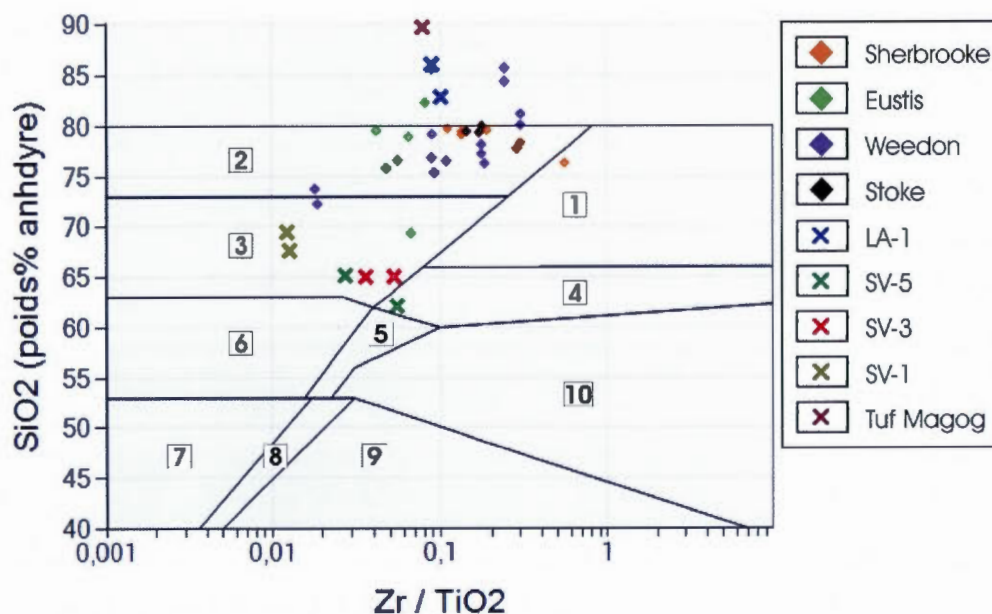


Figure 3.33 : Disposition des échantillons de roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat sur un diagramme pétrographique SiO_2 vs Zr/TiO_2 pour les roches extrusives. 1) Commendite/Pantallérite; 2) Rhyolite; 3) Rhyodacite/Dacite; 4) Trachyte; 5) Trachy-andésite; 6) Andésite; 7) Basalte sub-alcalin; 8) Basalte alcalin; 9) Basanite; 10) Phonolite. La légende indique le domaine volcanique duquel proviennent les échantillons. Tuf Magog fait référence à un échantillon de tuf felsique interstratifié avec les unités du Groupe de Magog près du contact avec le Complexe d'Ascot. Modifié de Winchester et Floyd (1977).

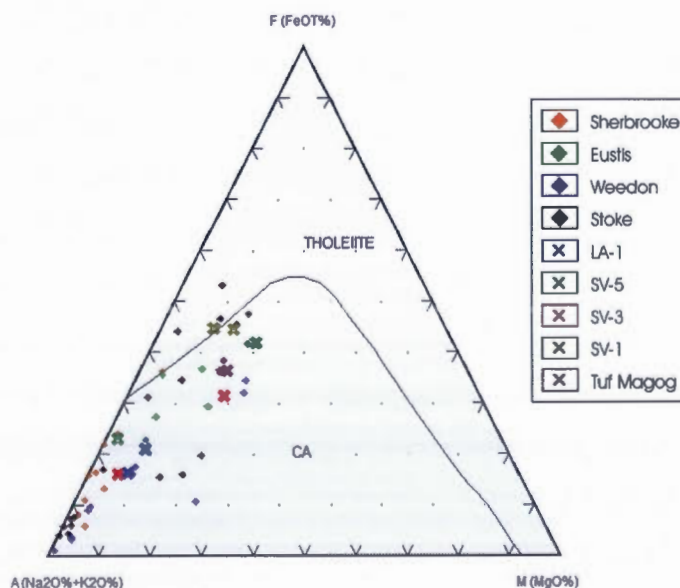


Figure 3.34 : Diagramme AFM pour les roches volcaniques felsiques du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Modifié de Irvine et Baragar (1971).

La comparaison géochimique des fragments de roches des conglomérats et des roches volcaniques felsiques de l'Ascot peut être bonifiée par les résultats obtenus pour certains éléments en traces et pour les terres-rares (TR). La figure 3.35 montre un diagramme arachnide de TR normalisées aux chondrites (teneurs de Palme et O'Neil, 2004) pour l'ensemble de nos échantillons analysés et compilés. On remarque que les fragments de volcanites felsiques sont enrichis en TR légères ($[La/Sm]_N = 4,03 \pm 2,25$) par rapport aux TR lourdes ($[Tb/Yb]_N = 1,27 \pm 0,45$), bien qu'un léger enrichissement en TR lourdes est visible dans les échantillons provenant des conglomérats des unités SV1 et LA-1 ($1,1 > [Tb/Yb]_N > 0,8$). On remarque également une anomalie négative systématique en Eu, ce qui peut suggérer que les magmas parents ont fractionné des plagioclases, ou encore que la source des liquides rhyolitiques parentaux est une roche felsique riche en plagioclases (Yan et al, 2008; Rollinson, 1993; Winter, 2001). La composition en TR des fragments de volcanites felsique, avec un enrichissement en TR légère et une anomalie négative en Eu, est typique de roches volcaniques felsiques issues d'un volcanisme de zone de subduction (Condie et Shadel, 1984; Bardoux, 1993). D'autre part, sur un diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995; figure 3.36), on remarque un appauvrissement en Ti, Ta, Nb et V dans les fragments de roches volcaniques, combiné à un enrichissement en Th et en TR légères. Comme pour les granitoïdes de la section précédente, les résultats sont conformes aux analyses livrées par des roches volcaniques modernes issues d'un environnement de zone de subduction (Tremblay et al., 1994; Briquieu et al., 1984). La plupart de ces échantillons sont aussi enrichis en éléments à large rayon ionique (E.L.R.I) tels que K, Rb et Ba; il s'agit d'éléments très mobiles, néanmoins l'absence de variations significatives de la teneur de ces éléments pour les fragments de volcanites des unités La-1, SV-3 et pour l'un des échantillons de SV-5 suggère que l'altération à la source, la diagenèse et le métamorphisme n'ont eu qu'un impact mineur en terme de remobilisation (Rollinson, 1993). Cela ne semble cependant pas être le cas pour le conglomérat SV-1 et l'autre échantillon du SV-5, pour lesquels d'importantes variations dans la teneur de ces éléments pourraient être dues à l'altération. Conséquemment, il est raisonnable de postuler que la distribution de ces éléments incompatibles dans les fragments de roches volcaniques felsiques est le résultat du magmatisme d'un environnement d'arc volcanique (Hébert et Labbé, 1997).

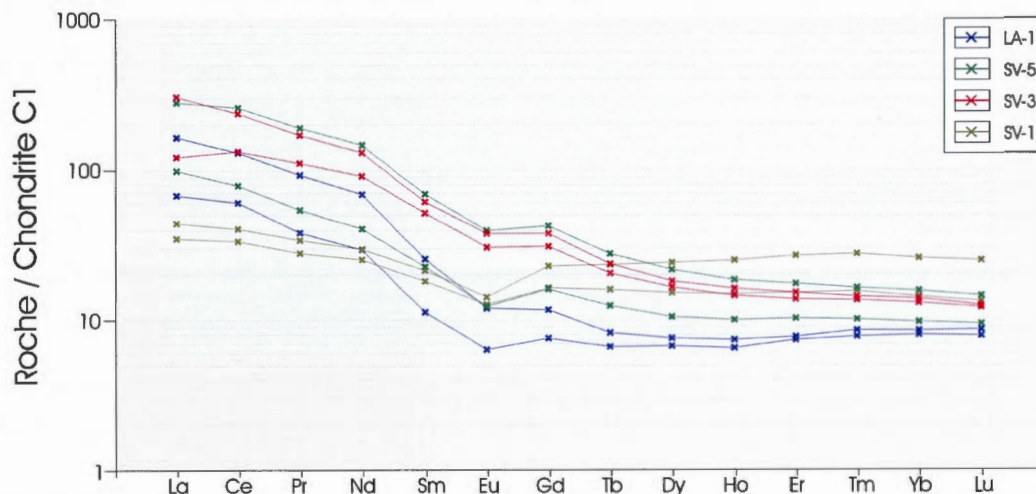


Figure 3.35 : Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat.

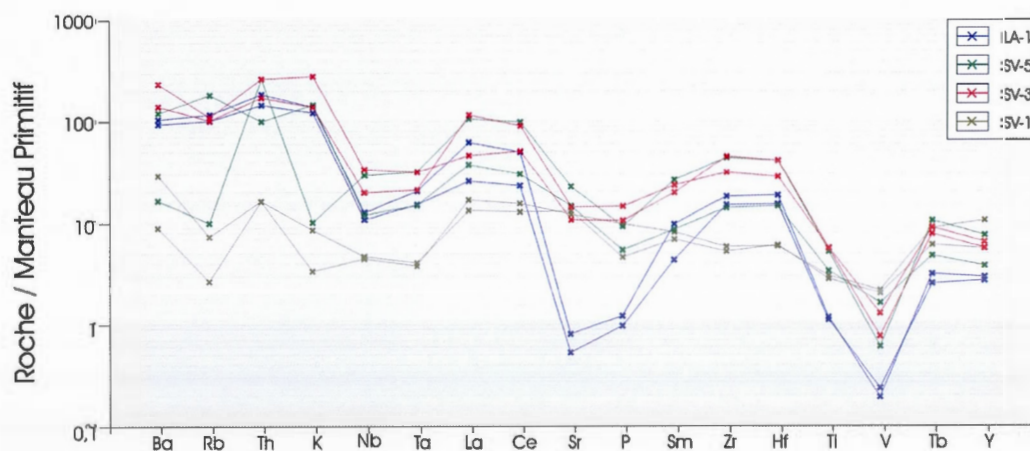


Figure 3.36 : Diagramme arachnide multi-élémentaire normalisé au manteau primitif pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat.

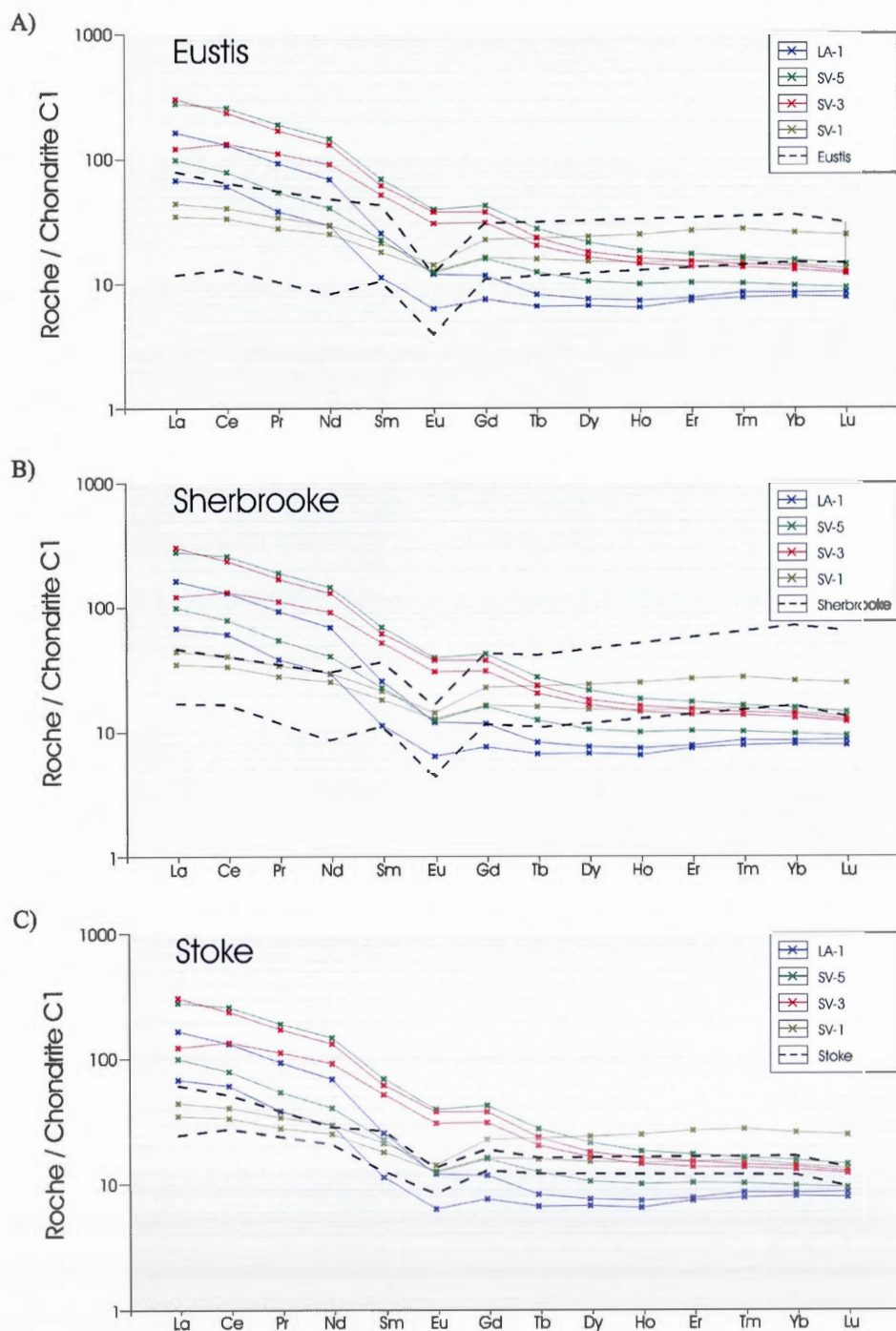


Figure 3.37: Diagramme arachnide des éléments de terre rare normalisés aux chondrites pour les échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des horizons de conglomérat. Les lignes tiretées de chaque diagramme correspondent à l'enveloppe des données des échantillons de volcanites felsiques prélevés par Tremblay (1989) et Bardoux (1993) pour chaque domaine volcanique du Complexe d'Ascot; A) Domaine d'Eustis; B) Domaine de Sherbrooke; C) Domaine de Stoke.

La comparaison des analyses géochimiques des fragments prélevés dans les conglomérats avec celles des roches volcaniques provenant des différents domaines du Complexe d'Ascot devrait, en principe, permettre de discriminer certaines sources d'érosion préférentielle pour les dépôts conglomératiques. L'examen des enveloppes compositionnelles sur les diagrammes de TR des échantillons provenant du Complexe d'Ascot (figures 3.37 A, B et C; Tremblay, 1989; Bardoux, 1993) suggère que, tout domaine confondu, les roches de l'Ascot sont moins enrichies en TR légères que les fragments de roches volcaniques felsiques. Une autre caractéristique commune à chacun des profils est une anomalie négative en Eu, bien que l'amplitude de cette anomalie soit variable selon les différents domaines, c.-à-d. une forte anomalie dans les domaines de Sherbrooke et d'Eustis et une anomalie beaucoup plus modérée dans le domaine de Stoke. Pour les TR lourdes, les échantillons du domaine de Stoke montrent très peu de fractionnement et un profil plutôt plat. Les volcanites felsiques du domaine d'Eustis montrent un enrichissement modéré en TR lourdes alors que les roches volcaniques felsiques du domaine de Sherbrooke sont encore plus enrichies que les deux autres domaines. En termes de concentrations en TR des roches volcaniques felsiques de l'Ascot (figures 3.37 A, B et C), les roches du domaine de Stoke sont celles qui s'apparentent le plus à celles des fragments des différentes unités conglomératiques, bien que ceux-ci soient généralement légèrement plus enrichis en TR légères que les roches volcaniques provenant des monts Stoke. Des variations significatives sont visibles sur un diagramme La/Yb vs La (figure 3.38) où on remarque que les échantillons de l'Ascot sont regroupés autour de valeurs relativement basses en La et un rapport La/Yb inférieurs à 8. Sur ce diagramme, les roches volcaniques du domaine de Stoke définissent une droite de régression correspondant avec la droite passant par les roches granitiques du domaine de Stoke de la section précédente (figure 3.30). Sur la figure 3.38, on remarque que certains échantillons de fragments de volcanites felsiques (SV-1, SV-3 et un échantillon de SV4) sont situés près du prolongement de la droite de régression ($R^2=0,984$), une tendance suggérant que les fragments de roches volcaniques sont génétiquement liés aux volcanites felsiques du domaine de Stoke. L'échantillon de tuf échantillonné vers la base du Groupe de Magog possède aussi des teneurs en La semblables à celles des volcanites felsiques du domaine de Stoke. Sur la figure 3.38, les autres échantillons de fragments de notre étude (incluant ce tuf

felsique) se localisent plutôt le long d'une droite légèrement plus pentée (0,70 plutôt que 0,45) que les roches du domaine de Stoke (droite tiretée; $R^2=0,982$).

La figure 3.39 présente un diagramme Ta/Tb vs Ta qui met en évidence deux vecteurs distincts, un vecteur (a), représentant l'enrichissement de la source ou le degré de fusion partielle, et un vecteur (b) parallèle à l'abscisse, représentant la cristallisation fractionnée (Tremblay, 1989). Les regroupements distincts des échantillons de volcanites felsiques des domaines de Stoke et de Sherbrooke sont relativement bien définis, les échantillons du domaine de Stoke étant nettement plus enrichis en Ta. Les résultats obtenus pour les fragments de volcanites felsiques de notre étude montrent une grande dispersion. Les fragments provenant du conglomérat SV-1 sont visiblement moins enrichis et se distribuent sur le vecteur (a) ce qui démontrerait que ces fragments de volcanites et celles du Domaine de Stoke ne sont pas issus de la différenciation d'un même magma, mais de magmas ayant, soit subi un enrichissement différent, ou encore issu d'un degré de fusion partielle différent. Enfin, la figure 3.40 montre la variation des résultats sur un diagramme Ta/Yb vs Th/Yb. Encore une fois, les volcanites felsiques du domaine de Stoke se dissocient nettement de celles du domaine de Sherbrooke. Sur ce diagramme, l'échantillon de tuf de la base du Magog est situé près du champ des volcanites du domaine de Stoke soulignant encore une probable affinité. Les fragments de volcanites felsiques du conglomérat SV-1 montrent encore une fois un appauvrissement marqué dans ces éléments par rapport aux autres unités conglomératiques et au domaine de Stoke. En ce qui concerne les autres unités conglomératiques (SV-3, SV-5 et LA-1), les fragments de roches volcaniques sont nettement plus enrichis en Th, mais les rapports Ta/Yb sont comparables à ceux des volcanites felsiques du domaine de Stoke.

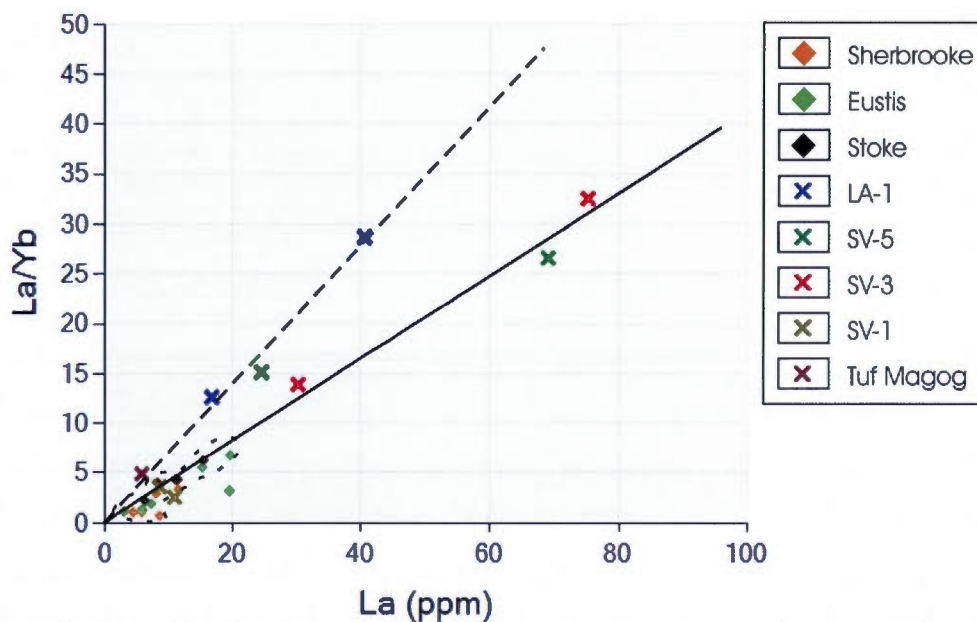


Figure 3.38 : Disposition des résultats sur un diagramme La/Yb vs La pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Le domaine identifié en tireté correspond à l'enveloppe des valeurs pour les roches volcaniques felsiques de l'Ascot de Tremblay (1989).

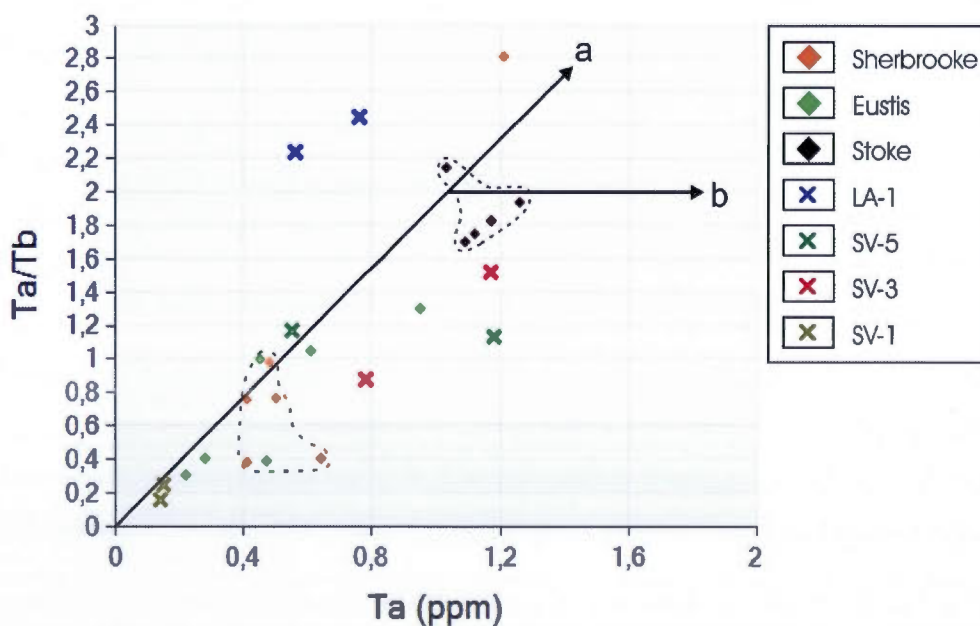


Figure 3.39 : Disposition des résultats sur un diagramme Ta/Tb vs Ta pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat. Les domaines identifiés en tireté correspondent à l'enveloppe des valeurs pour les roches volcaniques felsiques du domaine de Stoke (en haut à droite) et de Sherbrooke (en bas à gauche) de Tremblay (1989).

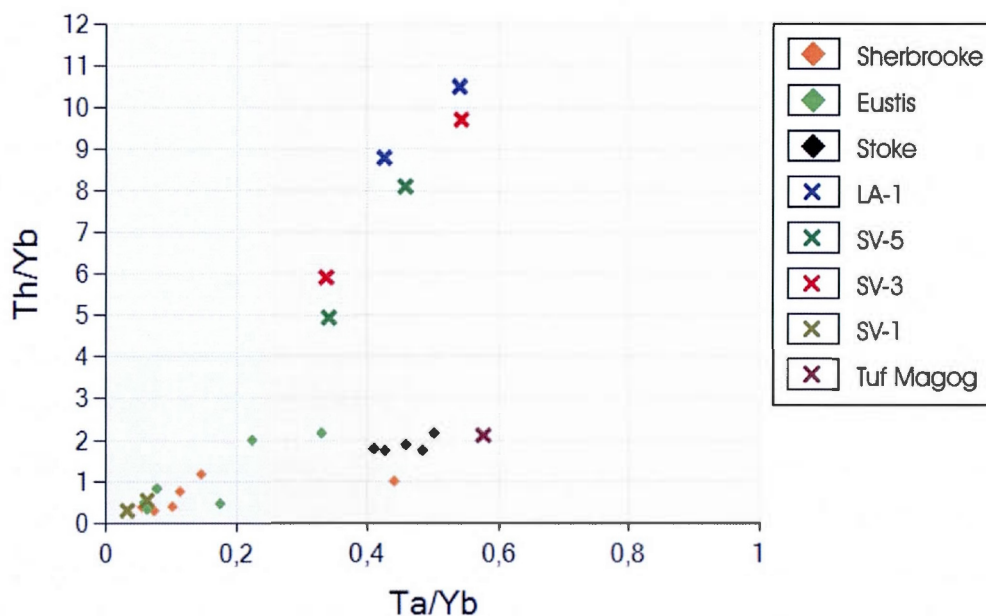


Figure 3.40 : Disposition des résultats sur un diagramme Th/Yb vs Ta/Yb pour les roches volcaniques felsiques provenant du Complexe d'Ascot et des niveaux de conglomérat.

Les caractéristiques géochimiques des fragments de roches volcaniques felsiques provenant des conglomérats ordoviciens et siluriens de la région suggèrent que ces volcanites sont issues d'un environnement d'arc volcanique; un enrichissement en TR légère ainsi qu'une anomalie négative en Eu, combiné avec un enrichissement en Th et un appauvrissement en Ti, Ta, Nb et V (figures 3.35 et 3.36) sont des éléments typiques de roches volcaniques felsiques modernes associées à une zone de subduction (Condie et Shadel, 1984; Bardoux, 1993, Tremblay et al., 1994; Briquieu et al., 1984). De tels résultats sont donc cohérents avec l'hypothèse selon laquelle la principale source des conglomérats est représentée par le Complexe d'Ascot, plus spécifiquement le domaine de Stoke dont la signature géochimique se compare avantageusement à celle des fragments analysés, tel qu'illustré pour les TR sur la figure 3.37 C. Certains rapports d'éléments en traces (La/Yb vs La, Ta/Tb vs Ta, Th/Yb vs Ta/Yb) suggèrent cependant que les fragments et roches volcaniques felsiques du domaine de Stoke ne sont pas directement liés génétiquement. De nombreux critères pourraient par contre expliquer les divergences observées, par exemple, une altération primaire des échantillons prélevés, spécialement les clastes de roches

volcaniques dans les conglomérats. En principe, ces derniers auraient subi au moins trois phases d'altération/remobilisation potentielle: (1) une altération à la source, alors que ces roches faisaient partie intégrante du Complexe d'Ascot, (2) une altération par des fluides diagénétiques pendant leur mise en place dans un bassin sédimentaire avant-arc, et (3) une altération associée au métamorphisme régional. Il est à noter que les clastes provenant du conglomérat SV-1 sont systématiquement plus appauvris que ceux des autres niveaux conglomératiques. Soulignons aussi que les fragments de roches volcaniques felsiques des conglomérats représentent un «échantillonnage» de niveaux stratigraphiques qui se sont certainement formés plusieurs centaines de mètres au-dessus de la discordance séparant le Magog de l'Ascot et que, par conséquent, les roches prélevées au sein du domaine de Stoke pour comparaison pourraient provenir de niveaux stratigraphiques différents ayant connu une histoire de différenciation et de contamination potentiellement distincte, ce qui pourrait aussi expliquer, en partie, certaines différences géochimiques. Comme pour les fragments de roches granitiques des conglomérats, il n'a pas été possible de distinguer les différents niveaux stratigraphiques sur la base des caractéristiques géochimiques.

CHAPITRE IV

DISCUSSION

4.1 Synthèse et sommaire

L'étude de la géologie structurale de la région des monts Stoke a permis de mieux comprendre la tectonique du secteur. L'analyse stéréographique des plans de stratification a permis de mieux définir la géométrie des plissements subis par les formations sédimentaires. On remarque que la géométrie de ces plis varie de façon considérable selon la distance par rapport à la faille de La Guadeloupe. En effet, alors que l'on observe principalement des plis ondulés à ouvert (angle entre les flancs $> 70^\circ$) dans la majorité du secteur, les plans de stratification forment plutôt des plis fermés à serrés ($70^\circ > \text{angle entre les flancs} > 20^\circ$) dans un corridor de quelques centaines de mètres de part et d'autre de la faille de La Guadeloupe. L'analyse de l'orientation des différentes générations de foliation observables dans la région des monts Stoke fait la lumière sur l'attitude de la déformation régionale. Nous sommes également parvenus à distinguer le style structural de la région de Sherbrooke défini par Tremblay (1992a) de celui de la région des monts Stoke étudié dans les présents travaux. La différence majeure entre la structure régionale de ces deux secteurs est la présence d'une schistosité antérieure à la déformation régionale dans le Complexe d'Ascot dans le secteur de Sherbrooke, foliation qui n'a pas été identifiée dans les monts Stoke. Finalement, l'analyse structurale régionale a été complétée par une description des deux importantes failles à mouvement inverse du secteur. La faille de Stoke est située dans la partie NW des monts Stoke et juxtapose les roches du Groupe de Magog et celles du sommet de la Formation de Lac Aylmer. La faille de La Guadeloupe a fait l'objet d'une étude plus poussée visant à

repérer son tracé en surface et à confirmer la cinématique inverse déjà vérifiée par Tremblay et al. (1989a). Pour notre part, nous estimons que les tracés proposés par Bardoux (1993) et Tremblay et al. (2012) sont probablement ceux qui se rapprochent le plus de la réalité. L'hypothèse du klippe amené par Römer (1985) et Slivitzky et St-Julien (1987) nous semble improbable alors que le tracé fortement plissé proposé par Slivitzky et St-Julien (1987) présente une géométrie que nous présumons s'écarter de la réalité. Nous croyons plutôt que la faille de la Guadeloupe correspond à une faille de chevauchement qui charrie les unités de la Ceinture de Gaspé sur le Complexe d'Ascot. Aussi, puisqu'il a été documenté qu'il existe des déformations post-faille, il est logique de croire qu'elle ait également pu être déformée. Nous préconisons l'hypothèse d'un plissement en « S » dans le secteur du lac Miroir au NE des monts Stoke, semblable à celle présentée par Bardoux (1993).

Dans ce mémoire, nous avons aussi présenté une caractérisation de quatre des cinq horizons conglomératiques identifiés dans la région des monts Stoke. Nous avons, en premier lieu, effectué une description pétrographique à la fois macroscopique et microscopique de chacun de ces conglomérats. En guise de sommaire, rappelons que la fraction grossière de ces conglomérats est principalement constituée de fragments de roches ignées (granites, volcanites felsiques, parfois mafiques) qui baignent dans une matrice de wacke lithique. Une caractéristique particulière de ces conglomérats est l'existence d'une évolution compositionnelle dans la nature et la proportion relative des différents types de fragments en fonction de leur position stratigraphique; ainsi, le conglomérat situé à la base du Groupe de Magog (SV-1) est principalement constitué de fragments de roches volcaniques felsiques avec, accessoirement, des fragments granitiques alors que les conglomérats des unités SV3, SV-5 et LA-1 sont davantage dominés par la présence de fragments de roches granitiques et de roches volcaniques felsiques (parfois mafiques, en proportion variable, mais toujours inférieure à 10%). En outre, les conglomérats SV-5 et LA-1 se distinguent aussi par une fraction fine qui est, respectivement, riche en chlorite et riche en carbonates.

La caractérisation géochimique des fragments de granitoïdes et de roches volcaniques felsiques n'a pas permis de définir de réelles distinctions entre les différents niveaux de

conglomérats, mais a tout de même permis de déterminer que la source la plus probable de ces clastes est un arc volcanique aujourd'hui partiellement préservé dans le Complexe d'Ascot, plus spécifiquement au sein du domaine de Stoke. La géochimie comparative a aussi permis de déceler des différences géochimiques significatives entre les roches du domaine de Stoke et celles de la fraction grossière des conglomérats. Ces différences peuvent cependant être expliquées par une altération précoce et probablement multiphasée des fragments de roches ignées et/ou par le fait que ces fragments proviennent d'intrusions et/ou d'empilements de laves maintenant complètement érodées, géochimiquement distinctes des roches affleurant dans les monts Stoke.

4.2 Implications sur la ou les sources

Plusieurs éléments permettent de déterminer la nature du matériel-source des conglomérats du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer. Tout d'abord, les caractéristiques macroscopiques et microscopiques du contenu fragmentaire permettent de reconnaître qu'il existe une évolution d'un conglomérat à l'autre. Nous avons conclu que cette évolution de la nature des clastes est fort probablement le résultat d'une érosion de plus en plus profonde de la source des clastes au fil du temps. Bien que les clastes de roches ignées proviennent vraisemblablement du Complexe d'Ascot, il demeure difficile d'expliquer l'occurrence de fragments de roches volcaniques intermédiaires observés dans certains conglomérats (SV-3, SV-5 et LA-1). La présence de ce genre de fragment peut laisser croire que les roches volcaniques d'où le conglomérat tire sa source ne seraient pas strictement issues d'un volcanisme bimodal, mais comporterait une composante intermédiaire. Par contre, il n'existe aucun équivalent connu de ce type de lithologie dans les monts Stoke. Deux cas de figure sont possibles : (1) ces andésites n'ont tout simplement pas été repérées, car elles affleurent peu ou pas, ou (2) les roches andésitiques ont été complètement érodées depuis leur formation. Il faut évidemment considérer que l'image que nous avons aujourd'hui du Complexe d'Ascot est nécessairement différente de ce qu'elle était à l'Ordovicien. Considérant cependant que les granitoïdes ont été formés en profondeur (sous une carapace de roches volcaniques), la rareté de ce type de fragments dans le conglomérat SV-1 et sa relative abondance dans les conglomérats plus jeunes appuient certainement l'hypothèse

selon laquelle les différents horizons de conglomérats témoignent de différents niveaux d'érosion au cœur du Complexe d'Ascot.

Suite à l'observation macroscopique et microscopique des conglomérats et des fragments qui les composent, nous avons tenté de confirmer que la source des clastes est l'érosion du Complexe d'Ascot en utilisant des méthodes de comparaison lithogéochimique. Dans un premier temps, il a été déterminé que les fragments de granitoïdes des conglomérats correspondent à des granites peralumineux à sub-alcalins issus du recyclage de matériel dans une zone de subduction. De plus, certains rapports d'éléments traces (Rb vs $Y+Nb$ et Th/Ta vs Ta/Yb) ont permis de déterminer que les granitoïdes des conglomérats proviennent d'un environnement d'arc volcanique insulaire. Il a aussi été possible de définir qu'il existe des affinités entre les granites des conglomérats et celui affleurant dans les monts Stoke, particulièrement au niveau des patrons des terres-rares. Les observations effectuées sur la géochimie des granitoïdes ont été appuyées par l'analyse des fragments de roches volcaniques felsiques. Ces derniers ont aussi des signatures témoignant d'un environnement d'arc volcanique (enrichissement en terres-rares légères, anomalies négative en Eu et appauvrissement en Ti , Ta et V). Par conséquent, tous ces éléments semblent confirmer que la source du matériel terrigène des niveaux de conglomérat correspond à l'arc volcanique formé par le Complexe d'Ascot. Nous avons subséquemment tenté de déterminer si les volcanites felsiques provenant de clastes dans les conglomérats possédaient une affiliation plus étroite avec l'un des domaines du Complexe d'Ascot. Bien que de nombreux rapports de terres-rares et d'éléments traces diffèrent entre les volcanites des conglomérats et celles des domaines de l'Ascot (La/Yb vs La , Ta/Tb vs Ta et Ta/Yb vs Th/Yb), les patrons de terres-rares et de certains éléments incompatibles permettent de présumer que le domaine le plus probable comme source du matériel des conglomérats est celui de Stoke. Il serait également possible de corroborer les informations existantes en utilisant la datation par la méthode $U-Pb$ sur zircons afin de déterminer l'âge de cristallisation des roches magmatiques des clastes. Plusieurs zircons ont été identifiés dans les fragments de granitoïdes et de volcanites felsiques. On pourrait ainsi comparer les âges obtenus avec celles déjà connues des roches du domaine de Stoke afin de déterminer si les âges concordent.

D'un point de vue sédimentologique, nous n'avons identifié aucun réel indicateur de sens de courant nous permettant de confirmer la direction d'où proviendrait le matériel composant le Groupe de Magog à l'exception de quelques laminations entrecroisées. Cousineau et St-Julien (1994) ont identifié certaines laminations entrecroisées dans le synclinorium de St-Victor et sont venus à la conclusion qu'elles indiquaient une source au sud à sud-est, ce qui est conséquent avec l'hypothèse mentionnée précédemment faisant des roches du Complexe d'Ascot la source du matériel constituant les conglomérats. D'autre part, Cousineau (1988, 1990) aurait identifié quelques flûtes à la base de lits de grès dans la Formation de St-Victor qui montrent des directions de courant témoignant d'une source à l'ouest et au nord-ouest, direction opposée de l'hypothèse privilégiée dans les présents travaux. Dans cette direction, les unités que nous retrouvons sont le mélange de St-Daniel, les complexes ophiolitiques et les unités de la zone de Humber. Par contre, la nature des clastes contenus dans les conglomérats du Groupe de Magog ne trouve aucune équivalence dans les unités situées dans cette direction à une échelle plus ou moins importante. À l'inverse, les schistes de la zone interne de Humber, les roches mafiques à ultramafiques des complexes ophiolitiques et les roches sédimentaires aussi présentes dans cette direction ne sont aucunement représentés dans les fragments des unités détritiques du Groupe de Magog. Par conséquent, nous estimons que la source du matériel des conglomérats provient plus vraisemblablement du sud ou sud-est, sans doute le domaine de Stoke du Complexe d'Ascot.

En outre, nous avons mis l'emphasis sur l'immatunité des conglomérats étudiés. Ils contiennent généralement une fraction argileuse importante en plus d'une forte proportion de feldspaths souvent automorphes de la taille des sables. Par conséquent, sans pouvoir évaluer la distance de transport avec précision, nous pouvons tout de même supposer qu'il s'agit vraisemblablement d'un déplacement sur une distance limitée (Boggs, 2012). Nous devons donc considérer les sources potentielles se situant à proximité de la région étudiée comme étant les plus plausibles pour la provenance du matériel des niveaux de conglomérats du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer. Le Complexe d'Ascot étant la source de roches magmatiques la plus proche, cela vient supporter l'hypothèse de départ qui en fait la source présumée des conglomérats.

4.3 Implications tectoniques et paléogéographiques

Les travaux de cartographie géologique et de traitement des données géochimiques ont permis de revoir les interprétations tectono-stratigraphiques et paléogéographiques du secteur des monts Stoke. De cette façon, il a été possible de confirmer, préciser et/ou modifier certaines interprétations proposées dans les travaux antérieurs.

L'histoire géologique du secteur des monts Stoke débute au cours de la fermeture de l'océan Iapétus à l'Ordovicien Moyen (Bardoux, 2003). Au cours cette période de compression associée à l'orogénie Taconienne, sur la marge du paléocontinent de Laurentia, des lambeaux de croûte océanique sont obductés formant les copeaux ophiolitiques bordant actuellement le sud-est de la ligne Brompton-Baie Verte (Tremblay, 1992b). Pendant cette même époque, la fusion partielle de croûte, dans une zone de subduction située plus au large, a déjà entraîné la formation d'arcs volcaniques formant une chaîne de reliefs topographiques probablement émergents de l'océan et séparés du continent par un bras de mer. Dans le secteur à l'étude, l'arc volcanique formant ce relief correspond au Complexe d'Ascot.

Il a été proposé que les roches magmatiques contenues dans le Complexe d'Ascot possèdent des caractéristiques suggérant l'implication d'une croûte de type grenvillienne. Tremblay et al. (1994) ont émis deux hypothèses permettant d'expliquer cette signature dans les roches d'arc magmatique pré-Silurien des Appalaches du Québec. Le premier modèle implique la présence d'un rift qui aurait séparé une parcelle de croûte de type grenvillienne formant un microcontinent isolé à l'intérieur de l'océan Iapetus, entre le continent Laurentia à l'ouest et Avalonia à l'est. Dans ce modèle, une zone de subduction plongeant vers le SE entraîne la formation d'un arc volcanique de type andéen sur le microcontinent. Des magmas mafiques ont ainsi été produits dans le prisme mantellique au-dessus de la plaque subductée et ont généré des liquides felsiques par fusion partielle de la base de la croûte. Ces nouveaux magmas se sont soit rendus à la surface pour produire les coulées felsiques, les tufs rhyolitiques et les coulées pyroclastiques, ou encore ont cristallisé en profondeur pour donner des intrusions granitiques. Par contre, aucune évidence de la présence d'un micro-paléocontinent à affinité grenvillienne n'a été documentée dans les travaux portant sur le Complexe d'Ascot. Un modèle alternatif proposé par Tremblay et al. (1994) suggère que la

composante grenvillienne provient de la subduction puis de la délamination subséquente de la croûte laurentienne elle-même. On peut également considérer la possibilité que le matériel subducté fut composé de sédiments issus de l'érosion des roches de la Province de Grenville. Chacun de ces modèles pourrait être la cause de la formation de granitoïdes anatectiques associés à des volcanites felsiques tel qu'observés au sein du Complexe d'Ascot, bien que le second modèle proposé par Tremblay et al. (1994) semble le plus probable.

L'évolution paléogéographique du bassin volcano-sédimentaire est complexe, car en plus des variations eustatiques habituelles viennent s'ajouter des phénomènes de subsidence et de surrection liés à l'activité de l'arc volcanique (Cousineau et St-Julien, 1994). Lors de périodes d'activité volcanique au niveau de l'arc, la chambre magmatique se remplit de magma et la croûte sus-jacente se réchauffe menant à un arrêt de la subsidence ou à une surrection de la portion adjacente du bassin avant-arc. À l'opposé, lors de périodes d'inaction, le poids exercé par les sédiments vient s'ajouter à l'affaissement de la chambre magmatique et à la subsidence de la croûte sus-jacente qui se refroidit (Larue et al. 1991; Cousineau et St-Julien, 1994). Aussi, certains travaux ont permis d'identifier des systèmes de grabens et de failles normales secondaires qui ont pu contribuer à l'accélération de la subsidence, de la sédimentation et à l'apparition de faciès d'environnement plus profond près du Complexe d'Ascot (Bardoux 1993; Cousineau et St-Julien, 1994). Ce sont sur les flancs de l'arc volcanique que se sont mises en place les unités étudiées au cours des présents travaux. À mesure que s'effectue l'érosion du massif volcano-magmatique, les sédiments produits se déposent sous forme de cônes alluvionnaires et de coulées de débris en contexte subaérien à subaquatique (Bardoux, 1993; Tremblay et al. 2012). Dans le secteur des monts Stoke, ce sont les dépôts flyschiques de la Formation de St-Victor, membre supérieur du Groupe de Magog, qui correspondent aux unités à la base de la stratigraphie. Ils se trouvent directement en contact discordant avec les unités magmatiques du Complexe d'Ascot. Ces coulées de débris remobilisent également certains dépôts pyroclastiques distaux encore non consolidés pour former des bancs de grès volcaniques et tufs remaniés interlités avec certaines unités du Groupe de Magog (De Römer, 1985). Les sédiments du Groupe de Magog se déposent en contexte tectoniquement instable ce qui entraîne la mise en place de plusieurs niveaux de conglomérats au sein de la stratigraphie du bassin avant-arc. Nous croyons que ces

conglomérats se seraient déposés préférentiellement au cœur de dépressions bathymétriques ce qui leur confèreraient un aspect chenalisé et pourrait expliquer leur discontinuité. La poursuite de la transgression marine initiée au cours du Llandeilien (462 à 455 Ma) et culminant au cours du Caradocien (455 à 446 Ma; Fortey, 1984; Cousineau et St-Julien, 1994) aurait ensuite entraîné la mise en place, dans les environnements plus distaux, de faciès marins plus profonds, des siltstones, des mudstones et des rythmites finement laminées. La déposition des unités du Groupe de Magog fut interrompue en raison d'une régression marine ce qui engendra l'érosion des formations déjà en place. Le manque de marqueurs biostratigraphiques empêche de connaître exactement la période de temps qui s'est écoulé entre les roches du sommet du Groupe de Magog marqué par la régression marine et la transgression subséquente qui est à l'origine des dépôts du Silurien et du Dévonien (Lavoie et Bourque, 1992). Nous savons tout de même qu'elle fut suffisamment importante pour permettre l'érosion à travers l'ensemble des unités du Groupe de Magog et générer le contact discordant entre les unités de la Formation de Lac Aylmer sur les unités du Complexe d'Ascot dans le NE des monts Stoke. La séquence des unités de la Formation de Lac Aylmer représente une succession témoignant d'une transgression marine (Bardoux, 1993). Elle débute avec des unités subaquatiques à subaériennes ainsi que des séries clastiques dolomitiques grossières et fines témoignant d'un environnement tectoniquement instable semblable à celui du Groupe de Magog. Ces unités sont recouvertes ensuite par des séquences dolomitiques d'origine marine probable, puis par des bancs carbonatés et finalement par des sédiments de milieu marin profond, des siltstones et siltstones dolomitiques laminés. Sur le flanc sud-est de l'arc volcanique, les unités de la Formation de Lac Lambton, des unités corrélatives dans le temps à la Formation de Lac Aylmer, se sont mises en place (Lavoie et Bourque, 1992). Des études ont rapporté que la formation du bassin de la Ceinture de Gaspé fait suite à l'effondrement de l'orogénie Taconien au Silurien Tardif et est associé à l'orogénie Salinienne (Lavoie et Asselin, 2004; Tremblay et Pinet, 2005). Différents modèles ont été proposés afin d'expliquer la géométrie de la Ceinture de Gaspé (1) un bassin de transtension, (2) un bassin d'avant-pays associé à une zone de subduction vers le NW ou le SE ou (3) un bassin d'extension associé à une délamination tardi-taconienne (Tremblay et Pinet, 2005). Dans le secteur à l'étude, les calcarénites impures de la Formation d'Ayer's Cliff est l'unique type lithologique représenté.

C'est au cours d'un épisode de compression associé à l'orogénie Acadienne qu'ont été engendrées les principales déformations régionales de ce secteur (Tremblay et al., 1989a; Tremblay et al., 2012). Cette déformation a donné aux unités du secteur leur configuration tectono-stratigraphique actuelle telle que présentée sur les coupes structurales de la figure 4.1. Outre les plis régionaux observables sur l'ensemble du secteur, la déformation acadienne a entraîné la formation d'importantes failles inverses notamment celle séparant les unités du Groupe de St-Francis, à l'est, des autres unités de la région, soit la faille de la Guadeloupe (Tremblay, 1992a). Bien que la cinématique inverse ait été clairement démontrée par Tremblay et al. (1989a) nous avons tout de même entrepris de vérifier cette interprétation. L'analyse d'échantillons au microscope et d'affleurement a permis d'identifier des indices cinématiques (shear band, structure C-S et asymétrique). La géométrie anormale du charriage d'unités plus jeunes sur des plus vieilles peut s'expliquer soit par la présence d'un mouvement antérieur le long de ce plan de faille (mouvement normal ou décrochant) ou encore que le plan de faille recoupe une discordance angulaire possédant un angle encore plus abrupt (Tremblay, 1992b; Lavoie et Bourque, 1992). St-Julien et al. (1983) ont interprétés des levés sismiques en profondeur et ont reconnu la faille de la Guadeloupe comme un plan réflecteur se prolongeant avec un angle faible dans les unités de la Ceinture de Gaspé. Tremblay (1992b) suggère ainsi que cette information vient appuyer l'hypothèse d'une faille avec un seul mouvement inverse. Selon Lavoie et Bourque (1992), une histoire en plusieurs étapes de la faille de La Guadeloupe ne peut cependant pas être exclue bien qu'il n'existe aucune évidence structurale de la présence d'un mouvement antérieur.

Finalement, les structures postérieures à la déformation régionale sont interprétées comme appartenant également à l'orogène Acadien. Une légère modification des contraintes principales peut s'être produite ce qui aurait engendré l'apparition d'une autre phase de plissement possédant un clivage distinct. Ce phénomène est uniquement identifiable le long d'un corridor de 1 à 2 kilomètre de part et d'autre de la faille de La Guadeloupe et a d'ailleurs affectée cette dernière dans le NE des monts Stoke, près du secteur du lac Miroir (appendice II). D'autre part, Tremblay et al. (2012) proposent également que la foliation régionale pourrait être associée à S_{n-1} (le S_1 de la région de Sherbrooke) alors que les évidences nettes

de la déformation associée à S_n seraient plutôt concentrées le long d'un corridor de quelques centaines de mètres le long de la faille de La Guadeloupe. Afin de corroborer une telle hypothèse, il serait nécessaire de dater plus précisément l'âge de la déformation régionale ayant affecté les unités du synclinorium de St-Victor.

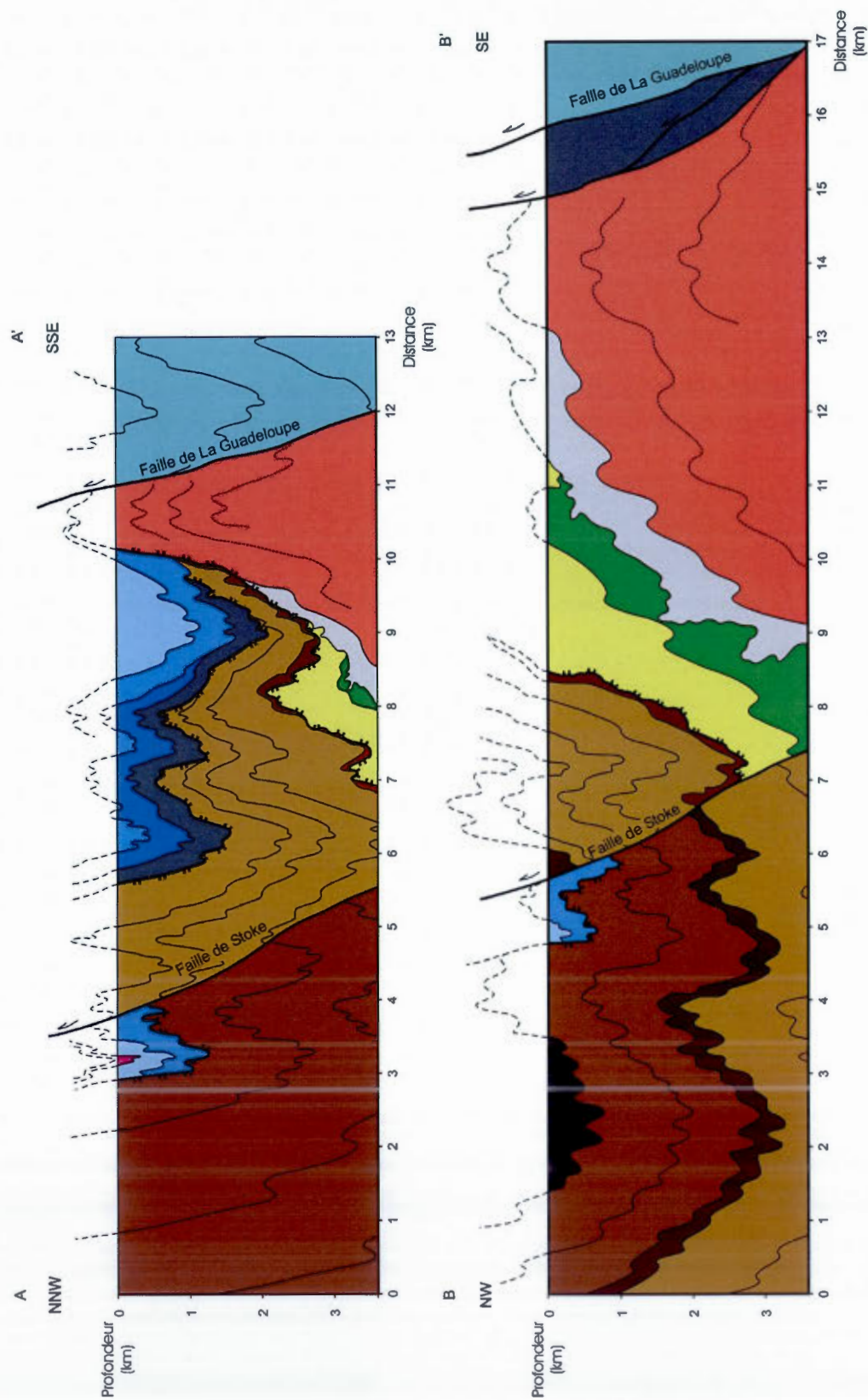


Figure 4.1 : Coupes géologiques schématiques A-A' et B-B' recoupant l'ensemble du territoire cartographié. Le tracé en surface de chacune des coupe est représentée sur la carte géologique accompagnant ce rapport en appendice II. La légende est identique à celle de la carte.

CONCLUSION

Dans le cadre des travaux effectués dans le but d'obtenir une maîtrise en Sciences de la terre, une campagne de cartographie a été réalisée dans le secteur des monts Stoke. Les travaux visaient, en un premier temps, à l'élaboration d'une carte géologique de la région grâce à la compilation de données antérieures ainsi qu'à la cartographie sur des secteurs-clés. Deux problématiques spécifiques ont orienté les travaux de cartographie, (1) mieux définir le tracé de la faille de La Guadeloupe dans la région située au NE des monts Stoke, et (2) étudier les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de quatre des cinq différents horizons de conglomérat au sein du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer afin d'en retracer la (les) source(s) les plus probables des cailloux et blocs constituant la fraction grossière de ces unités. Il était également prévu de définir s'il est possible de discriminer les niveaux de conglomérat entre eux en se servant des différences géochimiques des fragments qu'ils contiennent.

La cinématique de la faille de La Guadeloupe avait fait l'objet d'une étude détaillée par Tremblay et al. (1989a). Les présents travaux ont permis de confirmer les conclusions proposées faisant de la faille de La Guadeloupe une faille inverse à mouvement vers le nord-ouest, à l'encontre de ce qui était proposé par de Römer (1985). Nous avons également effectué des travaux de cartographie dans le but de déterminer avec plus d'exactitude le tracé de la faille en surface. Par contre, le manque d'affleurement dans les secteurs où circule le corridor de déformation rend difficile sa localisation précise. Nous sommes tout de même parvenus à définir un tracé qui nous semble probable grâce à une analyse structurale dans la région nord-est des monts stokes ainsi qu'à la localisation des quelques affleurements observés. Il serait intéressant de se pencher encore davantage sur le sujet afin de déterminer avec plus d'exactitude le tracé de la faille de La Guadeloupe entre les monts Stoke et le Complexe de Weedon au nord-est. Par contre, des travaux de cartographie supplémentaires

seraient sans doute peu utiles étant donné la rareté des affleurements dans ce secteur. Par contre, des levés géophysiques pourraient peut-être permettre de détecter le corridor de déformation associé à la faille de La Guadeloupe en sous-surface.

Les travaux présentés visaient également à déterminer la source du matériel terrigène qui constitue les différents niveaux conglomératiques identifiés au sein de la stratigraphie du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer dans le secteur des monts Stoke. Le protocole de recherche établi a permis d'appuyer l'hypothèse de départ selon laquelle l'érosion du Complexe d'Ascot est certainement la source du matériel qui forme les niveaux de conglomérat du bassin sédimentaire. Cette interprétation est basée sur plusieurs éléments de comparaison géochimique qui rapprochent les fragments magmatiques et les roches du Complexe d'Ascot, par exemple les patrons des diagrammes d'éléments de terres rares ainsi que les concentrations en certains éléments trace. L'étude des roches volcaniques felsiques a même permis de déterminer que le domaine de Stoke est la source la plus probable du matériel en comparaison avec les autres domaines appartenant au Complexe d'Ascot (domaine d'Eustis et de Sherbrooke). Cependant, des différences géochimiques ont été soulignées entre les échantillons provenant du Complexe d'Ascot et ceux provenant des conglomérats. Ces différences peuvent certainement être attribuées, entre autres, à différentes phases d'altérations subies par les roches depuis leur mise en place. Il pourrait être intéressant, dans des travaux futurs, de se concentrer sur ces divergences et tenter de mieux comprendre les effets de l'altération subie par les échantillons. De la sorte, il serait possible d'expliquer les différences géochimiques notées pour certains éléments et rapport d'éléments, par exemple La/Yb vs La et Ta/Tb vs Ta , Rb/Sr et Th/Yb vs Ta/Yb . D'autre part, l'utilisation de la géochimie isotopique, notamment les systèmes Sm-Nd et Rb-Sr, pourrait aussi fournir de nouvelles données géochronologiques nous permettant de comparer les valeurs des roches du Complexe d'Ascot à celles provenant des clastes des niveaux de conglomérat du bassin. Ces données pourraient permettre de préciser la source du matériel clastique contenu dans les niveaux de conglomérats.

RÉFÉRENCES

- Bahlburg, H. et N. Dobrzinski, 2011. *A review of the Chemical index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions*. Chap. 6 in *The Geological Record of Neoproterozoic*, Geological Society Memoir no.36, London, pages 81-92.
- Bardoux, M. 1993. *Géologie de la région de Dudswell*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 93-65. 94 pages.
- Biju-Duval, B. 1999. *Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole*. Éditions Technip, Institut français du pétrole, 735 pages.
- Boggs Jr., S. 2012. *Principles of sedimentology and Stratigraphy, 5th edition*. Prentice Hall, Boston; Montreal, 585pages.
- Boucot, A.J. et G. Drapeau. 1968. *Roches siluro-dévonniennes du Lac Memphrémagog et roches équivalentes des Cantons de l'est*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, ES-1, 46 pages.
- Bourque, P.-A. *Planète Terre*. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html, consultation février 2012, [en ligne].
- Bourque, P.-A., M. Malo et D. Kirkwood. 2000. *Paleogeography and tectono- sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian-earliest Devonian time: the Gaspé Belt, Québec*. Geological Society of America Bulletin, vol. 112, pages 4-20.
- Briqueu, L., H. Bougault et J.L. Joron. 1984. *Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones – petrogenetic implications*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 68, pages 297-308.
- Chappell, B.J. et A.R.J. White. 1974. *Two Contrasting Granite Types*. Pacific Geology, vol. 8, pages 173-174.
- Chappell, B.J. et A.R.J. White. 2001. *Two contrasting granite types: 25 years later*. Australian Journal of Earth Sciences, vol. 48, pages 489-499.

- Cocks, L.R.M. et T.H. Torsvik. 2006. *European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic*. Dans Gee, D. G. and Stephenson, R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, vol. 32, pages 83–95.
- Condie, K.C. et S.A. Schadel. 1984. *An early Proterozoic volcanic arc succession in southern Wyoming*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 21, pages 415-427.
- Condie, K.C. et B. Sloan. 1998, *Origin and Evolution of Earth : Principles of Historical Geology*. Prentice Hall PTR, New-York. 498 pages.
- Cooke, H.C. 1950. *Geology of the southern part of the Eastern Townships of Quebec*. Geological Survey of Canada, Mémoire 157, 142 pages.
- Cousineau, P.A. 1988. *Paléogéographie et évolution tectonique d'une partie de la zone de Dunnage à l'est de la rivière Chaudière*. Thèse de Doctorat, université Laval. 572 pages.
- Cousineau, P.A. 1990. *Le groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 87-02, 165 pages.
- Cousineau, P.A. et P. St-Julien. 1994. *Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc Ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec*. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 31, pages 435-446.
- David, J. et R. Marquis. 1994. *Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec : Application aux roches de la zone de Dunnage*. *La Revue géologique du Québec*, vol. 1, pages 16-20.
- De Römer, H.S. 1985. *Géologie des monts Stoke*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-03. 57 pages.
- De Souza, S. 2012. *Évolution tectono-stratigraphique du domaine océanique des Appalaches du sud du Québec dans son contexte péri-Laurentien*. Thèse de doctorat, UQAM. 204 pages.
- Duquette, G. 1961a. *Rapport préliminaire sur la région du lac Aylmer, comtés de Wolfe et de Frontenac*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RP-457, 18 pages.
- Duquette, G. 1961b. *Geological Report on the Weedon Area and its Vicinity, Wolfe and Compton Counties*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP-25, 226 pages.

- Fortey, R.A. 1984. *Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications*. Dans: Aspects of the Ordovician system, éd. D.L. Burton. Palaeontology Contributions from the University of Oslo, #295, pages 37-55.
- Foucault, A. et J.F. Raoult. 2005. *Dictionnaire de Géologie*, 6ème éd. Éditions Dunod, Paris, 382 pages.
- Frost, B.R., R.J. Arculus, C.G. Barnes, W.J. Collins, D.J. Ellis et C.D. Frost. 2001. *A geochemical classification of granitic rocks*. Journal of Petrology, vol. 42, pages 2033-2048.
- Hébert, R. et J.-Y. Labbé. 1997. *Le complexe plutonique et volcanique de Weedon dans les Appalaches du Québec, Canada : ophiolite d'arc insulaire ordovicien?* Ofioliti, vol. 22, no. 2, pages 183-193.
- Hynes, A. 1980. *Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec*. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 75, pages 79-87.
- Irvine, T.N. et W.R.A. Baragar. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, no. 5, pages 523-548.
- Kelly, R. 1975. *Région des monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-176, 30 pages.
- Labbé, J.-Y., 1991, *Géologie de la région de Weedon (Estrie)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 88-05. 52 pages.
- Larue, D.K., A.L. Smith et J.H. Schellekens. 1991. *Oceanic island arc stratigraphy in the Caribbean region: don't take it for granite*. Sedimentary Geology, vol. 74, pages 289-308.
- Lavoie, D. et P.-A. Bourque. 1992. *Stratigraphy, paleoenvironmental evolution and regional significance of the Silurian Lake Aylmer-Lake Saint-François belt, Eastern Townships, Québec*. Atlantic Geology, vol. 28, pages 243-255.
- Lavoie, D. et E. Asselin. 2004. *A new stratigraphic framework for the Gaspé Belt in southern Quebec: implications for the pre-Acadian Appalachians of eastern Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 41, pages 507-525.
- McDonough, M.F. et S. Sun. 1995. *The composition of Earth*. Chemical Geology, vol 120, pages 223-253.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magmas and magmatic rocks : An introduction to igneous petrology*. Éditions Longman, London. 275 pages.

- Palme, H. et H.St.C. O'Neill. 2004. *Cosmochemical estimates of mantle composition*. De Treatise on Geochemistry: Volume 2: The mantle and Core, (eds R.W. Carlson, H.D. Holland et K.K. Turekian Editors-in-Chief), Elsevier Science, pages 1-38.
- Pearce, J.A., I.J. Parkinson. et D.W. Peate. 1994. *Geochemical evidence for magma generation above subduction zones*. Mineralogical Magazine, vol. 58A, numéro L-Z, pages 701-702.
- Price, J.R. et M.A. Velbel, 2003. *Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks*. Chemical Geology, vol. 202, pages 397-416.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Frank Press, USA, 588 pages
- Riva, J. 1974. *A revision of some Ordovician graptolites of eastern North America*. Paleontology, vol. 17, pages 1-40.
- Robinson, S.D. et W.K. Fyson, 1976. *Fold structures, southern Stoke Mountain area, Eastern Townships, Québec: Taconic or Acadian?* Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 13, pages 66-74.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Éditions Harlow Longman Scientific and Technical, New-York. 378 pages.
- Schandl, E.S. et M.P. Gorton. 2002. *Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*. Economic Geology, vol. 97, pages 629-642.
- Shao, J., Y. Shouye et C. Li, 2012. *Chemical indices (CIA et WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China : Inferences from analysis of fluvial sediments*. Sedimentary Geology, vol. 265-266, pages 110-120.
- Slivitzky, A. et P. St-Julien. 1987. *Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce*. Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec, MM 85-04, 40 pages.
- St-Julien, P., A. Slivitzky et T. Feininger. 1983 *A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec*. Geological Society of America Memoir, vol. 158, pages 103-111.
- Tremblay, A. 1989. *Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques et sédimentaires du Complexe d'Ascot, Sherbrooke, Québec, Canada*. Thèse de doctorat, Université Laval. 195 pages.

- Tremblay, A. 1992a. *Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 90-02. 81 pages.
- Tremblay, A. 1992b. *Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians*. American Journal of Sciences, vol. 292, pages 229-252.
- Tremblay, A. 1996. *Géologie de la région de Scotstown*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 96-12, 66 pages.
- Tremblay, A. et N. Pinet. 1994. *Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Quebec Appalachians*. Geological Society of America Bulletin, vol. 106, no. 9, pages 1172-1181.
- Tremblay, A. et S. Castonguay. 2002. *The structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec): implications for the Salinian Orogeny and Appalachian successor basins*. Geology, vol. 30, no. 1, pages 79-82.
- Tremblay, A. et N. Pinet. 2005. *Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack throughs, Northern Appalachians*. Geological Magazine, vol. 142, no. 1, pages 7-22.
- Tremblay, A., P. St-Julien et J.-Y. Labbé. 1989a. *Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec*. Revue canadienne des sciences de la Terre, vol. 26, no. 10, pages 1932-1943.
- Tremblay, A. R. Hébert. et M. Bergeron. 1989b. *Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Québec : pétrologie et géochimie*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol 26, numéro 12, pages 2407-2420.
- Tremblay, A., G. Ruffet et S. Castonguay. 2000. *Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism*. Geological Society of America Bulletin, vol. 112, no. 1, pages 136-146.
- Tremblay, A., M.R. Laflèche, R.H. McNutt et M. Bergeron. 1994. *Petrogenesis of Cambro-Ordovician subduction-related granitic magmas of the Québec Appalachians, Canada*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, Chemical Geology, vol. 113, pages 205-220.
- Tremblay, A., M. Perrot, P.-E. Mercier et B. Soucy-de-Jocas. 2012. *Géologie de Scotstown et de Wottonville – feuillets topographiques SNRC 21E11 et 21E12*. Document interne, Université du Québec à Montréal, GM 66635, 39 pages.

- Trottier, J. A.C. Brown et M. Gauthier. 1991. *An Ordovician rift environment for the Memphremagog polymetallic massive sulphide deposit, Appalachian Ophiolite Belt, Quebec*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 28, pages 1887-1904.
- Van Staal, C.R., J.F. Dewey, C. Mac Niocaill et W.S. McKerrow. 1998. *The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus*. Dans Lyell: the Past is the Key to the Present. Geological Society of London, Special Publications, vol. 143, pages 199-242
- Vernon, R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 pages.
- Winchester, J.A. et P.A. Floyd. 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, vol. 20, pages 325-343.
- Williams, H. 1979, *Appalachian orogen in Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 16, pages 792-808
- Williams, H., et P. St-Julien. 1982, *The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians*. Geological Association of Canada Special Paper 24, pages 177-207.
- Winter, J.D. 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology: Second edition*. Éditions Prentice Hall, New-York. 720 pages.
- Wood, D.A., J.-L. Joron, M. Treuil, M. Norry et J. Tarney. 1979. *Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor*. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 70, pages 319-339.
- Yan, Z., X. Wenjiao, Z. Wang et J. Li. 2007. *Integrated analyses constraining the provenance of sandstones, mudstones, and conglomerates, a case study: the Laojunshan conglomerate, Qilian orogen, northwest China*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 44, pages 961-986.
- Zubtsov, S. 2003. *Études expérimentales de la déformation des roches carbonatées par dissolution cristallisation sous contrainte*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fournier - Grenoble I, 146 pages.

APPENDICE I

Tableaux d'analyses géochimiques

# d'analyse # échantillon	1 11-P080-3	2 11-P080-4	3 11-P085f-1	4 11-P064-1	5 11-P064-2	6 11-P021i-5
Conglomérat	SV-3	SV-3	SV-3	SV-5	SV-5	LA-1
Éléments majeurs (en % poids)						
SiO ₂	63,94	70,95	73,34	75,75	76,48	67,21
TiO ₂	0,55	0,33	0,36	0,14	0,17	0,47
Al ₂ O ₃	14,75	13,37	13,14	12,59	12,56	14,46
Fe ₂ O ₃	5,43	3,55	3,02	1,04	1,57	2,89
MnO	0,08	0,056	0,061	0,033	0,028	0,067
MgO	2,58	2,11	1,25	0,37	0,49	1,01
CaO	2,7	0,96	0,79	1,99	0,52	2,02
Na ₂ O	3,91	2,83	3,23	6,02	5,54	4,76
K ₂ O	3,55	3,64	2,21	0,69	0,97	2,83
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,1	0,03	0,03	0,14
S	0,29	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01
PAF	3,27	2,1	2,29	1,74	0,84	3,48
Total	101	100	100	100	99	99
Dilution	906	835	875	1009	991	1033
Éléments en traces (en ppm)						
As	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ba	980	1150	277	195	270	647
Cd	2	5	< 1,1	< 1,1	< 1,1	1
Co	13	9	8	< 3	< 3	8
Cr	149	113	137	174	180	88
Cu	40	37	30	11	123	53
La	28,5	75,2	13,8	27	21,9	24,8
Mo	< 4	96	< 4	< 4	< 4	< 4
Ni	22	< 3	16	5	4	12
Pb	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Sc	18	13	11	4	4	12
Sr	221	229	164	338	344	141
V	133	75	60	13	13	74
Y	13	17	9	11	12	13
Zn	62	1469	43	16	13	61
Zr	180	120	154	99	109	170

Tableau 1 : Analyses des échantillons de granitoïdes provenant des niveaux conglomératiques. Éléments majeurs et éléments en traces (ICP-AES).

# d'analyse # échantillon	7 11-P038-1	8 11-P038-2	9 11-P080-1	10 11-P080-2	11 11-P064-3	12 11-P064-5
Conglomérat	SV-1	SV-1	SV-3	SV-3	SV-5	SV-5
Éléments majeurs (en % poids)						
SiO ₂	66,08	66,79	63,15	64,33	62,41	60,25
TiO ₂	0,48	0,45	0,9	0,9	0,54	0,84
Al ₂ O ₃	13,62	12,45	15,53	16,64	14,56	16,91
Fe ₂ O ₃	6,48	5,41	4,61	2,34	5,89	2,91
MnO	0,077	0,082	0,081	0,031	0,14	0,087
MgO	2,06	1,23	2,77	0,86	2,79	0,31
CaO	2,48	3,91	2,19	1,76	3,49	5
Na ₂ O	5,91	5,26	4,21	5,14	2,16	9,21
K ₂ O	0,07	0,19	3,06	6,18	3,22	0,22
P ₂ O ₅	0,21	0,1	0,31	0,22	0,11	0,19
S	0,02	0,02	0,02	0,17	0,03	0,78
PAF	2,1	2,6	2,6	1,11	4,64	3,6
Total	100	99	100	100	100	100
Dilution	957	1009	993	937	997	990
Éléments en traces (en ppm)						
As	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ba	58	190	898	1432	791	112
Cd	2	3	2	< 1,1	3	2
Co	19	28	10	80	13	3
Cr	83	86	29	98	105	48
Cu	18	18	30	54	35	77
La	10,5	8,6	74,8	29,2	25,5	71,5
Mo	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
Ni	< 3	4	8	52	69	4
Pb	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Sc	26	28	12	9	19	9
Sr	240	263	284	210	302	464
V	179	167	106	63	135	50
Y	47	25	29	24	18	35
Zn	51	55	73	34	72	40
Zr	56	59	335	489	173	525

Tableau 2 : Analyses des échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des niveaux conglomératiques et d'un tuf felsiques interstratifié dans le Groupe de Magog. Éléments majeurs et éléments en traces (ICP-AES).

# d'analyse	13	14	15
# échantillon	11-P021i-1	11-P021i-2	11-P011-5
Conglomérat	LA-1	LA-1	Tuf Magog
Éléments majeurs (en % poids)			
SiO ₂	84,9	82,3	88,62
TiO ₂	0,18	0,19	0,11
Al ₂ O ₃	8,25	10,39	5,57
Fe ₂ O ₃	1,08	1,02	1,55
MnO	0,005	0,002	0,041
MgO	0,45	0,49	0,73
CaO	0,06	0,03	0,01
Na ₂ O	0,89	1,68	0,1
K ₂ O	2,69	3,07	1,91
P ₂ O ₅	0,02	0,03	< 0,003
S	< 0,004	< 0,004	0,01
PAF	1,07	1,16	0,94
Total	100	100	100
Dilution	1044	875	1056
Éléments en traces (en ppm)			
As	< 20	< 20	< 20
Ba	620	696	567
Cd	< 1,1	< 1,1	< 1,1
Co	< 3	85	< 3
Cr	104	67	68
Cu	12	< 7	10
La	16,8	42,2	5,9
Mo	< 4	< 4	< 4
Ni	< 3	55	< 3
Pb	< 50	< 50	< 50
Sc	3	3	7
Sr	10	16	8
V	19	16	< 3
Y	12	13	8
Zn	17	19	< 6
Zr	177	207	103

Tableau 2 (suite) : Analyses des échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des niveaux conglomératiques et d'un tuf felsiques interstratifié dans le Groupe de Magog. Éléments majeurs et éléments en traces (ICP-AES).

# d'analyse	16	17	18
# échantillon	11-P011-2	11-P011-3	11-P011-4
	Chert à hématite (bloc dans SV-1)	Chert à hématite (bloc dans SV-1)	Chert à hématite (affleurement)
Éléments majeurs (en % poids)			
SiO ₂	93,34	87,6	91,06
TiO ₂	0	0,02	0
Al ₂ O ₃	0,33	1,43	0,23
Fe ₂ O ₃	3,95	9,29	4,94
MnO	0,09	0,062	3,027
MgO	0,15	0,5	0,01
CaO	0,35	0,03	0,06
Na ₂ O	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,08	0,4	0,03
P ₂ O ₅	< 0,003	< 0,003	0,02
S	0,01	< 0,004	< 0,004
PAF	0,3	0,31	0,56
Total	99	100	100
Dilution	729	827	949
Éléments en traces (en ppm)			
As	< 20	< 20	< 20
Ba	101	147	78
Cd	2	4	2
Co	< 3	6	8
Cr	239	175	187
Cu	< 7	< 7	7
La	2	1,9	1,3
Mo	< 4	< 4	< 4
Ni	< 3	11	< 3
Pb	< 50	< 50	< 50
Sc	< 0,2	0	< 0,2
Sr	6	5	21
V	< 3	< 3	4
Y	2	1	1
Zn	< 6	13	< 6
Zr	4	5	< 3

Tableau 3 : Analyses des échantillons de cherts hématisés provenant de la zone de contact entre le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot. # 16 et 17 sont des fragment provenant du conglomérat SV-1; #18 est un échantillon de l'horizon de chert hématisé présent directement au contact. Éléments majeurs et éléments en traces (ICP-AES).

# d'analyse # échantillon	1 11-P080-3	2 11-P080-4	3 11-P085f-1	4 11-P064-1	5 11-P064-2	6 11-P021i-5
Conglomérat	SV-3	SV-3	SV-3	SV-5	SV-5	LA-1
Éléments en traces (en ppm)						
59 Co	9,1	6,9	6,9	2	2,3	5,2
85 Rb	46	67	90	22	33	63
88 Sr	221	229	164	321	347	144
89 Y	13,1	16,6	9,2	9,9	11,7	12,9
90 Zr	187	123	151	84,9	92,0	167
93 Nb	9,70	4,13	7,03	4,67	5,95	6,35
95 Mo	< 0,6	113	0,8	2,0	1,3	< 0,6
109 Ag	0,20	0,60	< 0,16	< 0,19	< 0,18	< 0,19
115 In	< 0,3	< 0,26	< 0,27	< 0,3	< 0,3	< 0,3
118 Sn	1,4	3,0	1,6	1,0	0,8	1,6
121 Sb	< 6	< 5	< 5	< 6	< 6	< 6
126 Te	< 1,1	< 1	< 1,1	< 1,2	< 1,2	< 1,3
133 Cs	1,34	47,6	4,10	0,83	1,90	1,73
137 Ba	1020	1180	292	187	279	684
139 La	29,0	74,9	13,9	25,0	22,0	26,4
140 Ce	61,6	126	34,8	43,9	43,5	52,8
141 Pr	6,51	12,2	3,80	4,00	4,20	5,47
146 Nd	23,4	42,6	14,4	12,9	14,1	19,8
147 Sm	3,90	5,56	2,70	2,00	2,10	3,60
151 Eu	0,73	0,80	0,42	0,34	0,43	0,71
157 Gd	3,39	4,73	2,28	1,78	1,97	3,10
159 Tb	0,45	0,53	0,32	0,25	0,28	0,40
163 Dy	2,58	2,85	1,68	1,52	1,72	2,22
165 Ho	0,51	0,58	0,35	0,33	0,39	0,44
167 Er	1,35	1,72	0,93	1,05	1,27	1,28
169 Tm	0,21	0,28	0,14	0,18	0,22	0,20
174 Yb	1,27	1,79	0,92	1,25	1,50	1,34
175 Lu	0,17	0,29	0,14	0,20	0,24	0,20
178 Hf	4,93	3,36	4,00	2,53	3,01	4,80
181 Ta	0,71	0,25	0,53	0,45	0,54	0,45
182 W	1,80	1,30	2,30	2,50	1,80	1,90
208 Pb	9,20	337	24,2	19,7	12,1	4,66
209 Bi	< 0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,6	< 0,6	< 0,6
232 Th	12,1	6,2	8,9	10,6	11,9	13,5
238 U	3,04	1,22	1,10	1,76	2,81	1,61

Tableau 4 : Analyses des échantillons de granitoïdes provenant des niveaux conglomératiques. Éléments majeurs et éléments en traces (ICP-AES). Éléments en traces (ICP-MS). Les chiffres qui accompagnent les éléments indique l'isotope analysé.

# d'analyse # échantillon	7 11-P038-1	8 11-P038-2	9 11-P080-1	10 11-P080-2	11 11-P064-3	12 11-P064-5
Conglomérat	SV-1	SV-1	SV-3	SV-3	SV-5	SV-5
Éléments en traces (en ppm)						
59 Co	15	24	6,2	80,3	10	2
85 Rb	2	4	62	66	110	6
88 Sr	242	261	284	214	293	453
89 Y	45,4	24,0	27,8	24,2	16,2	32,4
90 Zr	61,2	55,0	328	474	147	460
93 Nb	2,93	3,09	13,1	22,2	7,93	19,4
95 Mo	< 0,6	< 0,6	0,7	1,3	< 0,6	3,0
109 Ag	< 0,18	< 0,19	< 0,18	0,23	< 0,18	0,23
115 In	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3
118 Sn	< 0,6	2,2	4,5	2,0	1,6	2,0
121 Sb	6	6	< 6	< 6	< 6	< 6
126 Te	< 1,2	< 1,2	< 1,2	< 1,1	< 1,2	< 1,2
133 Cs	0,12	0,27	1,54	0,88	7,40	0,40
137 Ba	59	192	930	1550	802	109
139 La	10,9	8,6	75,2	30,1	24,4	69,0
140 Ce	26,0	21,5	152	85,6	50,6	166
141 Pr	3,30	2,70	16,5	10,8	5,25	18,4
146 Nd	14,1	12,0	62,4	43,5	19,3	69,7
147 Sm	3,30	2,80	9,50	8,01	3,50	10,7
151 Eu	0,83	0,74	2,20	1,78	0,72	2,30
157 Gd	4,67	3,35	7,73	6,34	3,29	8,69
159 Tb	0,88	0,60	0,89	0,77	0,47	1,04
163 Dy	6,14	3,88	4,62	4,21	2,68	5,51
165 Ho	1,42	0,85	0,92	0,83	0,57	1,05
167 Er	4,46	2,54	2,54	2,30	1,71	2,90
169 Tm	0,71	0,40	0,37	0,35	0,26	0,42
174 Yb	4,28	2,38	2,31	2,16	1,61	2,59
175 Lu	0,63	0,34	0,32	0,31	0,24	0,37
178 Hf	1,67	1,71	8,00	11,60	4,12	11,60
181 Ta	0,14	0,15	0,78	1,17	0,55	1,18
182 W	1,20	0,60	1,50	1,70	2,70	1,90
208 Pb	10,9	11,3	13,8	10,2	15,3	17,4
209 Bi	< 0,6	< 0,6	< 0,6	< 0,6	< 0,6	< 0,6
232 Th	1,3	1,3	13,7	21,0	8,0	21,0
238 U	0,47	0,37	2,75	3,94	1,75	5,27

Tableau 5 : Analyses des échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des niveaux conglomératiques et d'un tuf felsiques interstratifié dans le Groupe de Magog. Éléments en traces (ICP-MS). Les chiffres qui accompagnent les éléments indiquent l'isotope analysé.

# d'analyse	13	14	15
# échantillon	11-P021i-1	11-P021i-2	11-P011-5
Conglomérat	LA-1	LA-1	Tuf Magog
Éléments en traces (en ppm)			
59 Co	< 0,6	83,0	< 0,6
85 Rb	61	70	43
88 Sr	10,5	16,0	8,5
89 Y	11,6	12,6	8,7
90 Zr	157	190	85,8
93 Nb	7,15	8,36	11,0
95 Mo	< 0,6	< 0,5	< 0,6
109 Ag	< 0,19	< 0,16	< 0,19
115 In	< 0,3	< 0,27	< 0,3
118 Sn	< 0,6	1,2	< 0,6
121 Sb	< 6	< 5	13
126 Te	< 1,3	< 1,1	< 1,3
133 Cs	2,20	2,00	2,90
137 Ba	621	693	583
139 La	16,7	40,5	5,8
140 Ce	38,9	84,0	12,9
141 Pr	3,70	9,00	1,33
146 Nd	14,0	32,8	4,8
147 Sm	1,75	3,95	0,98
151 Eu	0,37	0,70	0,20
157 Gd	1,55	2,40	1,06
159 Tb	0,25	0,31	0,19
163 Dy	1,71	1,93	1,35
165 Ho	0,37	0,42	0,30
167 Er	1,23	1,29	1,02
169 Tm	0,20	0,22	0,18
174 Yb	1,32	1,41	1,18
175 Lu	0,20	0,22	0,17
178 Hf	4,31	5,26	2,98
181 Ta	0,56	0,76	0,68
182 W	0,90	1,40	1,50
208 Pb	2,60	1,11	5,03
209 Bi	< 0,6	< 0,5	< 0,6
232 Th	11,6	14,8	2,5
238 U	1,45	1,98	0,59

Tableau 5 (suite): Analyses des échantillons de roches volcaniques felsiques provenant des niveaux conglomératiques et d'un tuf felsiques interstratifié dans le Groupe de Magog. Éléments en traces (ICP-MS). Les chiffres qui accompagnent les éléments indique l'isotope analysé.

# d'analyse # échantillon	16 11-P011-2	17 11-P011-3	18 11-P011-4
	Chert à hématite (bloc dans SV-1)	Chert à hématite (bloc dans SV-1)	Chert à hématite (affleurement)
Éléments en traces (en ppm)			
59 Co	< 0,4	1	4
85 Rb	2	9	1
88 Sr	6,6	4,8	21,9
89 Y	1,8	1,8	1,7
90 Zr	2,10	1,60	< 0,6
93 Nb	0,79	2,84	0,10
95 Mo	< 0,4	1,0	< 0,6
109 Ag	< 0,13	< 0,15	< 0,17
115 In	< 0,22	< 0,25	< 0,3
118 Sn	< 0,4	< 0,5	< 0,6
121 Sb	< 4	< 5	< 6
126 Te	< 0,9	< 1	< 1,2
133 Cs	0,16	0,68	0,17
137 Ba	104	147	78
139 La	1,6	2,3	0,5
140 Ce	3,1	4,4	1,0
141 Pr	0,37	0,53	0,11
146 Nd	1,5	2,4	0,5
147 Sm	0,30	0,59	0,13
151 Eu	0,06	0,13	0,04
157 Gd	0,32	0,47	0,22
159 Tb	0,05	0,07	< 0,03
163 Dy	0,30	0,36	0,21
165 Ho	0,07	0,07	0,04
167 Er	0,18	0,20	0,13
169 Tm	0,03	0,03	0,02
174 Yb	0,23	0,21	0,14
175 Lu	0,04	0,03	0,02
178 Hf	< 0,004	0,03	< 0,006
181 Ta	< 0,022	0,05	< 0,03
182 W	2,30	4,30	4,10
208 Pb	5,26	12,1	6,60
209 Bi	< 0,4	< 0,5	< 0,6
232 Th	< 0,22	< 0,25	< 0,3
238 U	0,40	1,02	0,13

Tableau 6 : Analyses des échantillons de cherts hématisés provenant de la zone de contact entre le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot. # 16 et 17 sont des fragment provenant du conglomérat SV-1; #18 est un échantillon de l'horizon de chert hématisé présent directement au contact. Éléments en traces (ICP-MS). Les chiffres qui accompagnent les éléments indique l'isotope analysé.

APPENDICE II

Carte géologique de la région des monts Stoke,
Cantons de l'Est,
Appalaches du Québec